



Pro gradu -tutkielma
Meteorologia

Säteilysumun tunnistaminen ja analysointi Kivenlahden maston havaintojen avulla

Pia Isolähteenmäki
18.7.2019

Ohjaajat: Tutkimusprofessori Sami Romakkaniemi
Professori Heikki Järvinen

Tarkastajat: Professori Heikki Järvinen
Dosentti Marja Bister

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

Tiedekunta / Osasto — Fakultet / Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Fysiikan laitos	
Tekijä — Författare — Author			
Pia Isolähteenmäki			
Työn nimi — Arbetets titel — Title			
Säteilysumun tunnistaminen ja analysointi Kivenlahden maston havaintojen avulla			
Oppiaine — Läroämne — Subject			
Meteorologia			
Työn laji — Arbetets art — Level		Aika — Datum — Month and year	Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages
Pro gradu -tutkielma		18. heinäkuuta 2019	56
Tiivistelmä — Referat — Abstract			
<p>Tämän pro gradu -tutkielman tavoitteena on selvittää onko säteilysumutilanteiden tunnistaminen mahdollista maston eri korkeuksilta saatavien lämpötila- ja kosteushavaintojen avulla ja tarkastella mahdollisten tunnistettujen säteilysumutapausten elinkaarta. Tutkielmassa käytettävä aineisto koostuu Espoon Kivenlahdessa sijaitsevan tv-maston vuosien 2014-2018 havainnoista ja säteilysumutilanteen tunnistamisen onnistumista arvioidaan Espoon Tapiolan ja Nuuksion sekä Helsinki-Vantaan pintasääasemien näkyvyysmittausten perusteella.</p> <p>Tutkimuksessa valitaan maston kahden alimman mittaustason (2m ja 26m) lämpötila- ja kosteushavainnoille suodatuskriteerit, joiden perusteella löydetään 126 mastohavaintojen nojalla säteilysumuksi tulkittavaa tapausta. Näistä tapauksista 38 täyttää alle 1km näkyvyyssehdon jollain pintasääasemalla. Koska pintasääasemat sijaitsevat vaihtelevien etäisyyksien päässä mastosta ja pintasääasemien olosuhteissa on paikallista vaihtelua, työssä analysoidaan näkyvyys-suodatettujen tapausten lisäksi myös kaikkien kriteerit täyttävien tapausten elinkaarta. Aineistoa analysoidaan aritmeettisen keskiarvon ja keskihajonnan avulla.</p> <p>Havaintojen nojalla määritellyt säteilysumutapauksia edeltävät meteorologiset olosuhteet ovat samansuuntaiset muualla saatujen aiempien tutkimustulosten kanssa. Ennen sumun muodostumista tuulen nopeus heikkenee, lämpötila laskee ja suhteellinen kosteus kasvaa. Tutkimuksen säteilysumutilanteet jaetaan kasvukorkeuden perusteella paksuihin ($korkeus \geq 26m$) sekä ohuisiin ($2m \leq korkeus < 26m$) tapauksiin. Paksuja säteilysumutapauksia löytyy kaikkien (näkyvyys-suodatettujen) tapausten joukosta 58 (25) ja ohuita tapauksia 56 (13). Keskimääräinen tuulen suunta on sekä ohuiden että paksujen tapausten osalta etelästä, joten tuulen suunta ei anna suoraa selitystä säteilysumujen kasvukorkeudelle. Ylempien tasojen kosteusolosuhteet sen sijaan antavat viitteitä sumun kasvukorkeuden kehittymisestä suhteellisen kosteuden ollessa keskimäärin 10 prosenttiyksikköä korkeampi paksujen tapausten kuin ohuiden tapausten kohdalla ylemmillä mittaustasoilla.</p> <p>Maston havaintohistorian (1989-2018) kaikki mittaukset eivät ole tutkimuksen kannalta käyttökelpoisia johtuen muun muassa mittauskorkeuksien vaihtumisesta havaintohistorian aikana. Aineiston havaintojen keskihajonta oli siten kautta linjan melko suuri suppeasta otoskoosta johtuen. Vahvempien johtopäätösten tekemiseksi vaadittaisiin enemmän havaintoja. Lisäksi Kivenlahden mastoon asennettavasta näkyvyysmittarista olisi suuri apu sumutilanteiden tarkemman tunnistamisen mahdollistamiseksi, sillä toisaiseksi vaihtelevien etäisyyksien päässä sijaitsevat näkyvyysmittarit eivät anna tarkkaa kuvaa Kivenlahden näkyvyysolosuhteista.</p>			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords			
säteilysumu, mastohavainnot, näkyvyys			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
Kumpulan kampuskirjasto			
Muita tietoja — övriga uppgifter — Additional information			

Sisältö

1 Johdanto	1
2 Tausta ja teoria	5
2.1 Sumutyypit	6
2.2 Säteilysumun muodostumisolosuhteet ja ominaisuudet	7
2.3 Säteilysumun elinkaari	10
2.3.1 Muodostuminen	11
2.3.2 Kasvaminen ja vakaa tila	13
2.3.3 Nousu ja haihtuminen	15
2.4 Säteilysumun mallinnus ja ennustaminen	16
2.5 Sumun ilmastovaikutus	18
2.6 Mastohavainnot aiemmissä tutkimuksissa: PARISFOG-kampanja	18
3 Aineisto ja menetelmät	23
3.1 Havaintoasemat	23
3.1.1 Kivenlahden havaintomasto	23
3.1.2 Näkyvyshavainnot: Tapiola, Nuuksio ja Helsinki-Vantaa	24
3.2 Havaintojen käsittely	27
3.2.1 Virhelähteet	30
4 Tulokset	31
4.1 Säteilysumutilanteiden tunnistaminen	31
4.2 Säteilysumua edeltäneet olosuhteet	32
4.3 Säteilysumun kasvukorkeus ja kasvunopeus	35
4.4 Tuulen suunnan vaikutus näkyvyyteen	41
5 Yhteenveto ja johtopäätökset	45
Kiitokset	47
Kirjallisuusluettelo	49

Luku 1

Johdanto

Näkyvyyden ennustaminen on yksi suurimmista haasteista operatiivisissa sääennustepalveluissa (Izett ym., 2018; Zhou ym., 2012). Yksi näkyvyyttä heikentävistä meteorologisista ilmiöistä on sumu, joka riittävän sankaksi kehittyessään vaikuttaa välittömästi muun muassa liikenteen turvallisuuteen ja sujuvuuteen (Gultepe ym., 2007). Lentokentillä sankka sumu voi johtaa erilaisten kapasiteettirajoitusten lisäksi jopa kiitoteiden sulkemiseen (Nuottokari, 2017). Jo lyhytaikaiset kiitotiesulut ja kapasiteettirajoitukset aiheuttavat viivästyksiä ja taloudellisia tappioita lentoyhtiöille. Ruuhka-aikaan osuessaan rajoitusten taloudelliset seuraukset saattavat olla hyvinkin merkittäviä. Paul Herzegh (2006) mukaan 35 prosenttia säästä johtuvista lento-onnettomuuksista aiheutuu epäsuotuisista pilven alarajoista ja huonoista näkyvyysolosuhteista. Gultepe ym. (2007) mukaan sumun aiheuttamat kokonaiskustannukset ovat verrattavissa tornadojen ja joissain tapauksissa talvimyrskyjen tai jopa hurrikaanien aiheuttamiin kustannuksiin. Mikäli sumuja osattaisiin ennustaa tarkasti, tarvittavat turvatoimet heikentyneen näkyvyyden aiheuttaman vaaran estämiseksi osattaisiin ottaa käyttöön oikeaan aikaan. Onnistuneiden ennusteiden myötä olisi mahdollisuus jopa välttää yllättäviä myöhästymisiä, onnettomuuksia ja siten lisäkustannuksia.

Erityisen haasteellista on ennustaa säteilysumun huonontamaa näkyvyyttä. Haasteellisuus johtuu säteilysumuun vaikuttavista useista monimutkaisista mikro- ja makrotason prosesseista, joita ei osata vielä mallintaa numeerisesti täysin puutteettomasti. Esimerkiksi riittävän tarkan resoluution löytäminen topografian ja mikrotason ilmiöiden kuvaukseen on vaikeaa (Maronga & Bosveld, 2017). Säteilysumun ominaisuudet vaihtelevat huomattavasti sekä ajallisesti että paikallisesti johtuen erilaisten prosessien, kuten säteilyn, turbulenttisen sekoittumisen ja sumupilven mikrofysiikan välillä olevista epälineaarisista vaikutuksista (Cuxart & Jiménez, 2012). Tardif (2007) ja Maronga & Bosveld (2017) toteavat, että rajakerroksen vertikaalirakenne ja sen sisältämän vesihöyryn jakauma olisi tunnettava tarkasti, jotta tarkkoja säteilysumuennusteita pystyttäisiin tuottamaan.

Säteilysumu on pääasiassa paikallaan pysyvä ilmiö, jonka prosessit tapahtuvat pitkälti pystysuunnassa. Perinteiseltä pintasääasemalta saadaan havaintoja vain yhdeltä korkeudelta ja ilmakehäluotaukset taas antavat tietoa ilmakehän pystyrakenteesta useiden kilometrien nousumatkaltaan mittaamiensa lämpötila-, tuuli ja kosteushavaintojen kautta, mutta luotauksia tehdään valtakunnallisesti pääasiassa muutamia kertoja vuorokaudessa ja vain yksittäisillä paikkakunnilla, joten sumututkimuksen kannalta luotaus- ja pintahavaintojen merkitys on pieni. Tutkimuskäytössä on kokeiltu myös vaijeri-ilmapalloja (teethered balloon), joissa ilmapallo on kiinnitetty muutaman kymmenen metrin mittaisella vaijerilla maahan. Vaijeriin on kiinnitetty mittalaitteita, joiden korkeutta voidaan säätää vinssillä (Price ym., 2018). Myös satelliittikuvista ja lidarien säteen heikkenemisestä on mahdollista havaita sumun rakennetta ja kehittymistä, mutta toistaiseksi satelliittikuvien resoluutio ei vielä riitä tarkempaan tutkimukseen ja lidarien mittaustarkkuus aivan ensimmäisten kymmenien metrien matkalla on vielä heikko (Cermak, 2018; Feng ym., 2017). Säteilysumututkimuksen kannalta yhdeksi hyödylliseksi havaintomenetelmäksi on todettu korkean maston eri tasoilta saatavat lämpötila-, kosteus-, tuuli- ja näkyvyyshavainnot.

Sumun pystyrakenteen tutkimuksessa onkin edistytty viime vuosikymmenellä mastoista saatavien säähavaintojen avulla. Useiden satojen metrien korkuisten mastojen eri korkeuksille asennetut meteorologiset mitta-anturit antavat tietoa sumusta koko sen paksuudelta, mikä auttaa ymmärtämään sumun sisällä tapahtuvia prosesseja. Erityisesti sumututkimusta varten on pystytetty mastoja esimerkiksi Hollantiin (Duynderke, 1991) ja Ranskaan (Dupont ym., 2016; Haeffelin ym., 2013). Myös Suomessa, Espoon Kivenladedessa sijaitseva tv- ja radiomasto on varustettu meteorologisilla in situ -mittausantureilla. Anturit sijaitsevat kahdeksalla eri korkeudella ja mittaavat hieman korkeudesta riippuen lämpötilaa, kosteutta ja tuulen suuntaa sekä nopeutta. Meteorologisilla mittalaitteilla varustettuja mastoja löytyy lisäksi Rovaniemen Vennivaaralta ja Kuopion Vehmasmäestä. Mastohavaintoja hyödyntävää säteilysumututkimusta ei ole tehty aiemmin Suomessa.

Tämän pro gradu -tutkielman tavoitteena on täydentää aiempia säteilysumun elinkaareen ja rakenteeseen liittyviä tutkimuksia selvittämällä pystytäänkö Kivenlahden mastosta saatavien in situ -mittausten: lämpötila-, tuuli- ja kosteushavaintojen avulla tunnistamaan kehittyneet säteilysumutapaukset, sekä määrittää näiden havaintojen avulla sumukerroksen kasvunopeus ja -korkeus. Lisäksi tavoitteena on tarkastella sumun muodostumista edeltäneitä olosuhteita ja pohtia olisiko vallitsevien olosuhteiden avulla mahdollista ennakoita tulevaa säteilysumun muodostumista.

Työn lopussa on myös lyhyt katsaus tuulen suunnan vaikutuksesta löydettyjen paksujen säteilysumutapausten muodostumiseen, sillä sumututkimusten lisäksi viime vuosina runsaasti lisääntyneissä ilmalaatu ja aerosolitutkimuksissa on löydetty viitteitä tuulen suunnan ja ilmanlaadun välisestä yhteydestä ja toisaalta yhteydestä ilmanlaadun ja säteily-

sumujen välillä. Tuulen mukana kulkevat aerosolit toimivat sumupisaroiden tiivistymisytiminä ja mikäli aerosoleja on runsaasti myös sumupisaroita syntyy runsaasti, jolloin sumut pyrkivät kasvamaan optisesti tiheiksi (Bott, 1991).

Seuraavassa luvussa esitellään tärkeimmät sumuun liittyvät käsitteet, työn teoreettinen tausta ja kerrotaan tutkimuskysymyksien kannalta olennaiset taustatiedot aiemmista tutkimuksista. Kolmannessa luvussa esitellään tutkimuksessa käytetty havaintoaineisto sekä aineiston käsittelyssä käytetyt menetelmät. Luvussa neljä kerrotaan työn tuloksista ja niihin liittyvistä epävarmuuksista. Viimeisessä luvussa annetaan yhteenveto työn keskeisimmästä sisällöstä, sekä pohditaan mahdollisten jatkotutkimusten tarpeellisuutta.

Luku 2

Tausta ja teoria

Sumu on näkyvyyttä heikentävä meteorologinen ilmiö, josta on kansainvälisen operatiivisen meteorologisen määritelmän mukaan kyse, kun vaakasuuntainen näkyvyys heikkenee ilmassa leijuvien sumupisaroiden tai jääkiteiden vuoksi alle yhteen kilometriin (Glickman & Zenk, 2000). Mikäli näkyvyys on yli kilometrin, mutta alle viisi kilometriä ilmiötä kutsutaan uduksi (WMO, 1992). Sumututkimusten historian aikana on sumulle kuitenkin käytetty hieman vaihtelevia näkyvyyden raja-arvoja riippuen siitä, mikä on ollut kyseisen tutkimuksen kannalta mielekästä. Esimerkiksi erityisen tiheäksi ja siten merkitykselliseksi sumuksi on määriteltä tilanteita, joissa näkyvyys on heikentynyt alle 400m , alle 500m tai alle 800m (Tardif & Rasmussen, 2007). Tässä työssä käytetään sumun kansainvälistä määritelmää. Vaikka pääasiallinen näkyvyyden heikkenemiseen vaikuttava tekijät ovat sumupisarat, Elias ym. (2009) näytti tutkimuksessaan sumun yhteydessä vettyneiden aerosolien aiheuttavan viidesosan heikentyneestä näkyvyydestä.

Näkyvyys määritellään päiväaikaan olemaan suurin etäisyys, jolta riittävän suuri musta kappale voidaan vielä erottaa horisonttitaivasta vasten. Näkyvyys riippuu siis siitä, miten hyvin kappaleesta heijastuva valo siroaa ilmassa olevista hiukkasista ja molekyyleistä kappaleen ja havaitsijan välillä. Myös taustan valaistus vaikuttaa näkyvyyteen, sillä kohde erottuu taustasta vain, jos kohteen ja taustan kirkkausero on riittävä (Savijärvi, 2000). Näkyvyyden määrittämiseksi on kehitetty sirontaa mittaavia meteorologisia mittalaitteita, jotka määrittävät näkyvyyttä ilman kohteiden erillistä valaisemista myös pimeässä (Jarraud, 2014).

Sumupisarat ovat pieniä vesipisaroita, pilvipisaroita ja tavallisimmin halkaisijaltaan noin $4 - 15\mu m$. Pisaroiden koon kasvaessa yli $20\mu m$ niiden vajoaminen eli sedimentaatio nopeutuu voimakkaasti massan kasvun seurauksena. Kovalla pakkasella lämpötilan ollessa alle $-20^{\circ}C$ sumu voi muodostua vesihöyryn härmistymisen seurauksena myös jääkiteistä (Gultepe ym., 2009). Myös jääkiteistä muodostuvat sumut heikentävät tehokkaasti näkyvyyttä. Lisäksi pienemmillä pakkaslukemilla sumupisarat aiheuttavat vaaraa

heikentyneen näkyvyyden lisäksi johtuen niiden alijäähtyneestä tilasta. Törmätessään esimerkiksi lentokoneen siipeen alijäähtyneet sumupisarat jäätyvät ja vaikuttavat koneen aerodynamiikkaan (Gultepe ym., 2014).

2.1 Sumutyypit

Sumututkimuksen historian aikana sumujen luokitteluun on kehitetty vaihtelevia lähestymistapoja. Karkeasti ottaen sumut voidaan luokitella fysikaalisten (jäättävät sumut), termodynaamisten (sekoittuneiden faasien), dynaamisten (sekoitussumu), partikkeleiden kemiallisen koostumuksen (savusumu, kuiva sumu), pinnan topografian (laaksosumu) tai synoptisten (rintamasumu) ominaisuuksien perusteella (Gultepe ym., 2007). Petterssen (1956) jaotteli sumut ilman lämpötilan perusteella nestemäisiin sumuihin, jäättäviin sumuihin, sekä näiden sekoitukseen. Tätä jaottelua on kuitenkin kritisoitu, koska lämpötilarajat eivät todellisuudessa ole täysin yksiselitteisiä. Esimerkiksi jääsumun muodostumislämpötila vaihtelee riippuen ilmakehän muista olosuhteista (Gultepe ym., 2007). Willett (1928) jakoi sumut karkeasti vain kahteen pääryhmään: ilmamassasumuihin ja rintamasumuihin. Pääryhmät jaettiin vielä useisiin alaluokkiin, kuten advektio- säteily- ja merisumuihin.

Tämän työn lähtökohtana on sumun muodostumistapaan perustuva luokittelu. Muodostumistapa riippuu siitä, miten ilmakehä saavuttaa kosteuden ylikyllästystilan. Ylikyllästystilaan voi johtaa ilman viileneminen ulossäteilyn, turbulenttisen sekoittumisen tai ilmapaketin adiabaattisen nousun seurauksena. Lisäksi ylikyllästystila voi seurata erilaisen ilmamassojen sekoittumisesta. On kuitenkin tärkeää muistaa, että todellisuudessa sumu muodostuu lähes poikkeuksetta useamman prosessin yhteisvaikutuksesta, joten eri sumutyypin väliset rajat ovat toisinaan häilyviä.

Eniten tutkittu ja siten nykyään tarkimman määrittelyn omaa maanpinnan säteilijäähtymisen seurauksena kehittyvä säteilysumu, joka muodostuu tyypillisesti lähellä maanpintaa, pilvettömässä ja heikkotuulisessa korkeapainetilanteessa (Baker ym., 2002). Säteilysumun muodostumista edesauttaa pinnan läheisen ilman runsas kosteus. Esimerkiksi sateen jälkeen kostea maaperä tai alavat soistavat alueet ovat otollisia alueita säteilysumun synnylle. Muodostumista heikentäviä tekijöitä ovat taas esimerkiksi tuuli, maaperästä tuleva lämpövuoto ja kasteen muodostumisen seurauksena pinnan läheisen ilman kosteuden väheneminen. Muodostumista edistävät ja hidastavat tekijät yhdessä määrittävät sumun muodostumisen todennäköisyyden ja tarkan muodostumishetken. Koska työssä tarkastellaan juuri säteilysumuja, palataan niiden ominaisuuksiin vielä myöhemmin uudelleen.

Toinen runsaasti tutkimusta osakseen saanut sumutyyppi liittyy kostean ja lämpimän ilmamassan advektoitumiseen alustalle, jonka lämpötila on ilmamassaa viileämpi. Merellä esiintyvät tai sieltä mantereelle siirtyvät sumut ovat tyypillisesti advektiosumuja. Keväisin

päivän aikana mantereen yllä lämminnyt ilmamassa liikkuu vielä viileän meren ylle, jonka seurauksena ilmamassa jäähtyy ja saavuttaa kastepisteen. Toisaalta syksyllä vielä verrattain lämpimän meren yltä saattaa advektoitua lämmintä ilmaa yöllä viilenevän mantereen ylle, minkä seurauksena ilma saavuttaa kastepisteen. Advektiosumut ovat tyypillisesti melko laaja-alaisia, paksuja ja tiheitä verrattuna esimerkiksi säteilysumuun.

Kolmas sumutyyppi liittyy sekä advektioon että sekoittumiseen ja siitä käytetään nimitystä merisavu (steam fog). Merisavua havaitaan pääasiassa arktisilla merialueilla, jossa kylmä ja matalan vesihöyrynpaineen omaava ilma advektoituu suhteellisen lämpimän vesipinnan ylle. Vesipinnan ja ilman vesihöyrynpaineen välinen ero aiheuttaa haihtumista ja vesihöyryn sekoittuessa kylmään ilmaan tapahtuu tiivistymistä ja sumun muodostuminen.

Sumun muodostuessa sateen yhteydessä sadepisararat putoavat itseään viileämmän ilmakerroksen läpi ja pisaroista haihtuu vesihöyryä. Esimerkiksi lämpimään rintamaan liittyvään Nimbostratuspilveen liittyy tällainen tilanne. Koska laaja-alaiset sateet ja erillämpöiset ilmakerrokset liittyvät tyypillisesti rintamiin käytetään niiden yhteydessä esiintyvistä sumuista nimitystä rintamasumu.

Sumu voi muodostua myös pinnan topografian vaikutuksesta, jolloin kyse on orografisesta sumusta. Maanpinnan läheisen kostean lämpimän ilman joutuessa pakotettuun nousuun esimerkiksi tuulen advektoidessa kosteaa ilmaa kohti vuorenrintettä, ilma jäähtyy ja siinä oleva kosteus tiivistyy, minkä seurauksena muodostuu sumua (Gultepe ym., 2007).

2.2 Säteilysumun muodostumisolosuhteet ja ominaisuudet

Säteilysumu muodostuu olosuhteissa, joissa tapahtuu riittävän voimakasta säteilyjäähdytymistä ja tarjolla on kosteutta sekä tiivistymisytimiä sumupisaroiden muodostumiseksi. Säteilyjäähdytymiseen ja sen seurauksena tapahtuvaan rajakerroksen ilman viilenemiseen vaikuttavia ilmakehän olosuhteita ovat pilvisyys ja tuuliolosuhteet. Lisäksi säteilysumun muodostumiseen vaikuttavat maaperän ominaisuudet ja topografia. Säteilysumun ominaisuudet kuten paksuus, näkyvyyteen vaikuttavat optinen tiheys ja sisäinen dynamiikka vaihtelevat riippuen elinkaaren vaiheesta.

Jotta säteilysumun muodostumiseen tarvittavaa säteilyjäähdytymistä tapahtuu, täytyy maanpinnan säteilemän pitkäaaltoisen lämpösäteilyn päästä ulos ilmakehästä. Ullossäteilyä tapahtuu tehokkaasti, kun taivas on pilvetön. Taivas on useimmiten selkeä antisyklonaalisen tilanteen vallitessa, jolloin ilman laskuliike ehkäisee pilvien muodostumista. Dupont ym. (2016) tutkimuksen mukaan säteilysumun muodostuminen voi alkaa pitkäaaltoisen nettosäteilyn vuon ollessa vähintään $-60 \pm 5 \text{ W/m}^2$.

Heikko tuuli edistää säteilyjäähdytymisen aiheuttaman viilenemisen leviämistä rajaker-

roksen alaosassa. Täysin tuulettomassa tilanteessa ilma viilenee ainoastaan johtumisen seurauksena, jolloin viilenevä kerros ulottuu vain muutamaan metriin maanpinnan yläpuolella. Tuulisemmissä tilanteissa viilenevä vaikutus taas heikkenee olemattomaksi, koska ilma pääsee sekoittumaan paksummassa kerroksessa. Roach (1995) määrittä tutkimuksessaan $0,5\text{ m/s}$ olevan kriittinen tuulen voimakkuus, jota hieman heikommalla tuulella sumun muodostuminen on tehokkainta ja toisaalta kun sumu on muodostunut, tätä tuulen voimakkuutta hieman voimakkaampi tuuli pysäyttäisi sumun muodostumisen, mutta ei kuitenkaan vielä hälventäisi sitä. Heikko tuuli siis ehkäisee säteilysumun muodostumisen pysähtymistä maanpinnan läheisen kerroksen kuivumisen seurauksena. Säteilysumun alkuvaiheessa maanpintaan muodostuu kastetta, jonka seurauksena aivan pinnan yläpuolella oleva kerros siis kuivuu, mutta tuulen mukana kuivan ilman tilalle advektoituu kosteampaa ilmaa ja sumun muodostuminen ei pääse pysähtymään.

Riippuen säteilysumun elinkaaren vaiheesta, turbulenttisella sekoittumisella voi olla joko positiivinen tai negatiivinen vaikutus sumun kehittymiseen. Vielä ei ole pystytty selvittämään mikä parametri määrittää, onko turbulenttisen sekoittumisen aiheuttama palauteilmiö positiivinen vai negatiivinen säteilysumun kannalta (Maronga & Bosveld, 2017). Turbulenttinen sekoittuminen vaikuttaa vahvasti sumun muodostumiseen kuluvaan aikaan, mitä monimutkaistaa yhteisvaikutus sekä säteilyjäähdytymisen että kasteen muodostumisen kanssa (Maronga & Bosveld, 2017). Esimerkiksi Maronga & Bosveld (2017) toteuttamassa simulaatiotutkimuksessa ilmeni viive sumun synnyssä, sekä turbulenttisen sekoittumisen lisääntyessä että vähentyessä.

Ilmakehän pienhiukkaset eli aerosolit toimivat sumupisaroiden tiivistymisytiminä ja niiden määrällä on todettu olevan suuri vaikutus sumupisaroiden määrään sumukerroksessa sekä sumun optiseen paksuuteen (Tonttila ym., 2016). Lisäksi on havaittu, että sumun muodostuminen on teoriassa mahdollista myös alle 100% suhteellisen kosteuden vallitessa mikäli ilmassa on riittävästi aerosoleja (Ma ym., 2010). Tiivistymisydinten määrän ja sumun eliniän väliltä on löydetty vahvistava palauteilmiö liittyen säteilyjäähdytymiseen säteilysumun yläosassa. Yläosassa tapahtuva säteilyjäähdytymisen johtaa entistä voimakkaampaan sumupisaroiden muodostumiseen ja sumun keston pidentymiseen. Aerosolien lisääntyminen ilmakehässä saattaa pidentää sumukerroksen elinikää jopa tunneilla samaan tapaan kuin aerosolien on tutkittu myös hidastavan sateen muodostumista ja lisäävän joidenkin pilvien elinaikaa (Albrecht, 1989). Toisaalta absorboivat aerosolit, kuten musta hiili, lämmittävät ilmaa ja sumukerrosta, mikä voi nopeuttaa sumun haihtumista ja siten lyhentää sumun elinikää (Maalick ym., 2016). Aerosolit yksinään vaikuttavat pitkäaaltosen lämpösäteilyn kanssa vain heikosti, joten maanpinnan jäähtyminen jatkuu heikon turbulenssin ja matalan ylikyllästystilan takia, vaikka aerosolit lisääntyisivätkin. Kun osa aerosolihiukkasista on kasvanut veden vaikutuksesta useiden mikrometrien kokoiseksi, alkaa

sumu itsessään vuorovaikuttaa pitkäaalto säteilyn kanssa, jolloin sumu kehittyy optisesti paksummaksi Boutle ym. (2018).

Maaperän ominaisuuksista kosteudella ja lämmönjohtokyvyllä on suurin vaikutus säteilysumun kehitykseen. Maronga & Bosveld (2017) havaitsi tutkimuksessaan, että maanpinnan lämpötilalla olisi enemmän vaikutusta säteilysumun muodostumiseen ja maaperän kosteuden vaikuttavan taas enemmän sumun hälvenemiseen. Hyvin kosteutta sitova maaperä on usein otollinen alusta säteilysumun muodostumiselle, sillä sateen jälkeen alustaan imeytynyt kosteus haihtuu yllä olevaan ilmaan ja edesauttaa sumun muodostumista.

Myös ympäristön topografia vaikuttaa säteilysumun kehittymiseen. Mikäli sumun muodostumisympäristössä on korkeuseroja, säteilyjäähdytymisen seurauksena viilennyt ilma painuu tiheämpänä ja painavampana kohti alavampia alueita. Tuoreissa tutkimuksissa on myös selvitetty, miten rakennuksien vaikutuksesta muuttunut topografia vaikuttaa säteilysumuun. Bergot ym. (2015) ja Bergot (2016) yhdistivät tutkimuksissaan LES (Large Eddy Simulation)-malliin monimutkaisempaa topografiaa ja onnistuivat esittämään lentokentän rakennuksista vapautuvan lämmön ja myös niiden lisäämän turbulenttisen sekoittumisen vaikuttavan säteilysumun muodostumiseen.

Klimatologisesta tiedosta on merkittävää hyötyä tutkittaessa sumujen muodostumisen syitä, yritettäessä kehittää sumun ennustamiskeinoja sekä lisäksi suunniteltaessa parempia kenttätutkimuksia (Gultepe ym., 2006). Esimerkiksi keskileveysasteilla auringosta saatavan säteilyn määrä vaihtelee eri vuodenaikoina. Talvisin säteilytasapaino ei riipu vuorokauden ajasta, koska auringon säteilylämmitys on silloin kokonaisuudessaan verrattain vähäistä. Säteilysumun synnylle otollisimmat olosuhteet klimatologisesti tarkasteluna ovat Suomen leveysasteilla siis loppukesällä/syksyllä, kun ilmakehässä on riittävästi kosteutta ja auringon maanpintaa lämmittävä vaikutus on vielä merkittävä, mutta toisaalta yöt ovat riittävän pitkiä tehokkaan säteilyjäähdytymisen tapahtumiseen.

Sumussa näkyvyyteen vaikuttavat aerosolien lisäksi sekä nestemäisen veden määrä että sumupisaroiden koko. Tiheässä sumussa pisaroiden koko on keskimäärin pienempi verrattuna harvempaan sumuun, koska suuremmat pisarat vajoavat nopeammin painovoiman vaikutuksesta. Sumupisaroiden kasvunopeuteen vaikuttaa pisaran ympäristön lämpötila, ylikyllästystilan suuruus, pisaran kaarevuussäde ja tiivistymisytimen ominaisuudet (Roach, 1994). Sumupisaroiden määrällä tiedetään olevan suora yhteys näkyvyyteen, mutta useissa sumututkimuksissa näkyvyys on kuitenkin yhdistetty nestemäisen veden määrään (Gultepe & Isaac, 1997; Kunkel, 1984).

Säteilysumu hälvenee useimmiten ympäristön olosuhteiden muuttuessa riittävästi. Tyypillisesti hälvenemisen aiheuttaa tuulen voimistumisen seurauksena lisääntyvä turbulenttinen sekoittuminen, alustan olosuhteiden muuttuminen, auringon säteilyn voimistuminen tai pilvisyyden lisääntyminen. Yleensä säteilysumu kestää muutamia tunteja, mutta

toisinaan sumun on havaittu kestäneen jopa useita päiviä. Esimerkiksi Lontoossa 1940 ja 50 -luvulla koettiin useita erittäin sankkoja ja pitkäkestoisia sumuja, joihin syynä oli teollisuuden runsaista päästöistä seurannut rajakerroksen kasvanut aerosolipitoisuus (Wilkins, 1954). Nämä tapaukset olivat merkittävässä roolissa, kun teollistuneen yhteiskunnan hiukkaspäästöjä rajoittava lainsäädäntö sai alkunsa (Kuhlbusch ym., 2014).

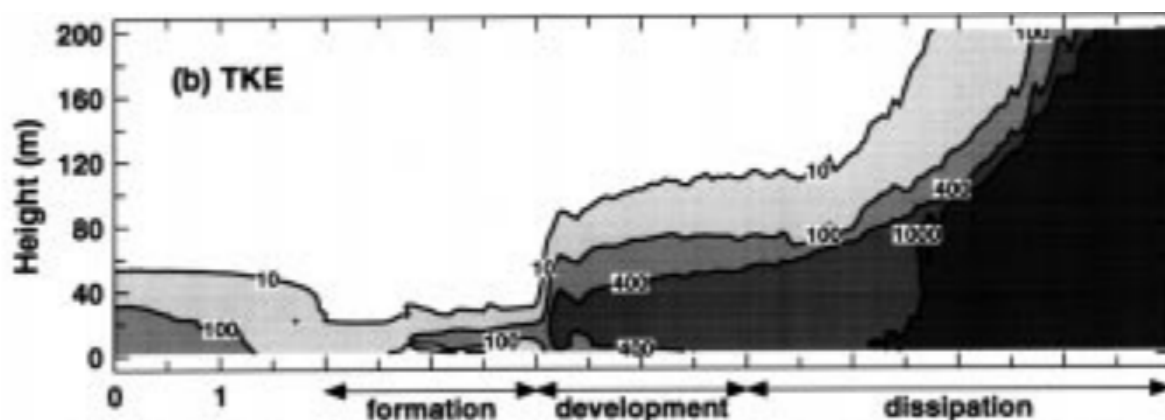
2.3 Säteilysumun elinkaari

Sumun elinkaaren vaiheita on tutkittu jo useiden vuosikymmenten ajan. Ensimmäisenä säteilysumun elinkaaren eri vaiheita onnistui laskennallisen menetelmän avulla erottelemaan Nakanishi (2000) jakaen elinkaaren turbulenttisen kineettisen energian (TKE) vaihtelun avulla kolmeen eri vaiheeseen: muodostumiseen, kehittymiseen ja haihtumiseen. Elinkaaren vaiheisiin liittyvät tyypilliset virtausrakenteet on esitetty taulukossa 2.1 ja kuvassa 2.1. Muodostumisvaiheessa ilmakehän alimman 200m TKE on hyvin vähäistä ($< 10^{-2} m^2 s^{-2}$), mutta aivan maanpinnan lähellä muodostuu jo pitkittäisiä pyörteitä. Kehitysvaiheessa TKE alkaa lisääntyä alimmassa 120m kerroksessa, jonka seurauksena sumukerrokseen syntyy poikittaisia aaltoja. Kehitysvaihe johtaa vakaaseen tilaan (mature phase), jonka jälkeen sumu usein nousee pilveksi maan pinnan yläpuolelle ennen täydellistä haihtumista. Haihtumisvaiheessa TKE lisääntyy entisestään koko rajakerroksessa ja pitkittäiset pyörteet ja konvektiivisen epävakauden seurauksena syntyneet solut järjestäytyvät.

Taulukko 2.1: Sumun elinkaaren vaiheet turbulenttisen kineettisen energian avulla määriteltynä (Nakanishi, 2000)

Elinkaaren vaihe	Virtausrakenne
Muodostuminen	Lähelle maan pintaa muodostuu pitkittäisiä pyörteitä.
Kehitysvaihe	Kelvin-Helmholtzin instabiiliuden ja äkillisen TKE:n lisääntymisen seurauksena muodostuu poikittaisia aaltoja.
Haihtuminen	Pitkittäiset pyörteet ja konvektiivisen epävakauden seurauksena syntyneet monikulmaiset solut järjestäytyvät.

Myös Maronga & Bosveld (2017) määritteli mallinustutkimuksessaan sumun elinkaaren vaiheille tyypilliset raja-arvot käyttäen kuitenkin TKE:n sijasta ilmassa olevan nestemäisen veden määrää (q). Sumun elinkaaren vaiheiden raja-arvot on esitetty taulukossa 2.2. Säteilysumun muodostumishetkeksi määriteltiin hetki, jolloin $q > 0.01 g/kg$ ja vakaan tilan sumu on saavuttanut, kun q on saavuttanut maksiminsa, eikä enää kasva. Tutkimuksessa sumun nousemiselle ja lopulliselle hälvenemiselle määriteltiin erikseen oma raja-arvot



Kuva 2.1: Turbulenttisen kineettisen energian ($\text{TKE } 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) kehitys sumun elinkaaren eri vaiheissa. Pystyakselilla korkeus maanpinnasta (m) ja vaakakselilla kellonaika (UTC) (Nakanishi, 2000).

liittyy nestemäisen veden määrään eri korkeuksilla. Seuraavissa alaluvuissa esitellään tarkemmin, mitä elinkaaren eri vaiheista on saatu aikaisemmissa tutkimuksissa selville.

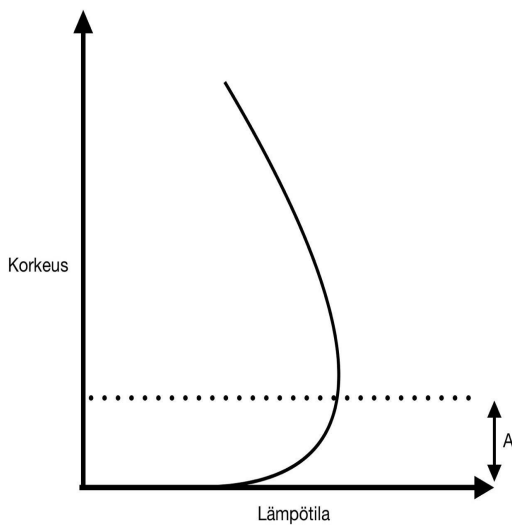
Taulukko 2.2: Sumun elinkaaren vaiheet pinnan yllä mallinnetun nestemäisen veden määrän avulla määriteltynä (Maronga & Bosveld, 2017).

Elinkaaren vaihe	Nestemäisen veden määrä $q_1 (\text{g/kg})$	Korkeus
Muodostuminen	0.01	Missä tahansa pinnan yläpuolella. Todennäköisimmin rajakerroksen alimpien kymmenten metrien kerroksessa.
Vakaa tila (mature fog maximum)	maksimi	Sumukerroksessa
Nousu	< 0.01	Ensimmäisellä hilatasolla pinnan yläpuolella
Haihtuminen	< 0.01	Koko rajakerroksessa

2.3.1 Muodostuminen

Säteilysumun muodostuminen alkaa, kun maanpinta ja pinnan läheinen ilma jäähtyvät maanpinnan pitkäaaltoisen ulossäteilyn seurauksena. Aluksi rajakerroksen alaosaan muodostuu lämpötilainversio, kuten kuvassa 2.2 on esitetty. Inversio voi parhaimmillaan olla jopa 10°C muutaman kymmenen metrin matkalla (Roach, 1995).

Tyypillisesti tehokkaimmin jäähtyy maanpinta, jolloin pinnan lämpötila laskee sen yllä olevan ilmakerroksen kastepistelämpötilan alapuolelle ja ilmakerroksen sisältämä ylimääräinen kosteus tiivistyy kasteeksi tai kuuraksi alustaan. Niin kauan, kun kasteen tai



Kuva 2.2: Säteilysumun muodostumisen ensimmäinen vaihe on lämpötilan pintainversion (A) muodostuminen maanpinnan pitkäaaltoisen ulossäteilyn seurauksena.

kuuran muodostuminen jatkuu, maanpinnan läheinen ilmakerros kuivuu. Mikäli ilman kuivuminen jatkuu, eikä tuuli kuljeta lisää kosteutta alimpaan ilmakerrokseen, pinnan läheinen ilma ei saavuta kastepistettä eikä sumupisaroita synny.

Jäähdytymisen seurauksena kehittynyt lämpötilainversio estää tuulen pääsemisen maanpintaan, jolloin turbulenssi heikkenee pintakerroksesta. Tämän seurauksena myös kasten muodostuminen loppuu. Jäähdytymisen jatkuessa myös maanpinnan yläpuolella oleva ilmakerros saavuttavat pian ylikyllästystilan, jolloin vesihöyry tiivistyy ilmassa oleviin tiivistymisytimiin ja muodostuu sumupisaroita.

Tiivistyäkseen pisaroiksi ilmassa oleva kosteus tarvitsee tiivistymisytimiä eli aerosoleja, joita rajakerroksessa on saatavilla lähes poikkeuksetta. Viimeaikaisten tutkimusten mukaan sumun lopullinen kehitys vaiheesta toiseen riippuu vahvasti nestemäisen veden määrästä, mutta aerosolien runsas määrä vaikuttaisi nopeuttavan sumun kehittymistä tiheämmäksi ja kohti vakaata vaihetta. (Bergot, 2013).

Maanpinnan lämpötila on avainasemassa sumun tarkan muodostumishetken kannalta. Yöaikaan maaperästä vapautuva lämpövuoto on pääasiallinen pinnan lämpötilaan vaikuttava tekijä. Maronga & Bosveld (2017) havaitsivat mallinnuskokeissaan sumun muodostumisen viivästyvän 90 minuuttia, kun pinnan lämpötila oli kaksi astetta korkeampi ja toisaalta sumun muodostuminen aikaistui 30 minuuttia, kun pinnan lämpötila oli kaksi astetta matalampi.

Maronga & Bosveld (2017) määrittelivät tutkimuksessaan sumun muodostumiselle rajakynnyksen maanpinnan yläpuolella havaittavan nestemäisen veden määrän avulla. Taulukon 2.2 mukaisesti sumu on muodostunut kun q_1 saavuttaa ensimmäisen kerran arvon 0.01 g/kg millä tahansa korkeudella pinnan yläpuolella. TKE:n kehitystä tarkastel-

taessa sumu on muodostunut, kun lähelle maanpintaa muodostuu pitkittäisiä pyörteitä (taulukko 2.1). Johtuen pinnan lähellä tapahtuvasta lämpötilavaihtelusta, säteilysumun on havaittu olevan pitkälti heterogeeninen lämpötilajakaumansa osalta vielä muodostumisvaiheessaan (Maronga & Bosveld, 2017).

2.3.2 Kasvaminen ja vakaa tila

Sumun muodostumista seuraa kehitysvaihe, jonka aikana sumu mahdollisesti laajenee ja kasvaa paksuutta sumupisaroiden lisääntymisen seurauksena. Kehitysvaiheen voidaan katsoa loppuneen, kun sumu on saavuttanut vakaan tilan (mature phase), eikä enää kasva korkeutta tai optisesti paksummaksi. Taulukon 2.2 mukaan vakaassa tilassa sumukerros on saavuttanut nestemäisen veden määrän q_1 maksimin (Maronga & Bosveld, 2017). Vakaa tila on käytännössä kuitenkin hyvin teoreettinen, sille sumu jatkaa kasvamistaan ellei ympäristön olosuhteissa tapahdu merkittäviä muutoksia. Käytännössä siis vakaata tilaa seuraa heti jonkinasteinen hälvenemis- tai nousemisprosessin alkaminen.

Kun sumu on muodostunut säteilyjäähdytystä tapahtuu myös sumupisaroista, jolloin sumukerroksen yläosa alkaa jäähtyä ja maanpinnan jäähtyminen puolestaan hidastuu ja mahdollisesti pysähtyy. Jossain tapauksessa maanpinnan läheinen ilmakerros saattaa jopa lämmitä maaperästä ylöspäin suuntautuvan lämpövuon seurauksena (Duynderke, 1999). Tässä tapauksessa maanpinnan läheinen inversio heikkenee. Tavallisesti turbulenttisuus on maanpinnan läheisyydessä niin heikkoa, ettei lämpö siirry kovin tehokkaasti ylöspäin ja pinnan läheinen ilma lämpenee lopulta yläpuolista ilmaa lämpimämmäksi, jolloin muodostuu otolliset olosuhteet heikolle konvektiolle.

Pinnan lämpeneminen ja sumukerroksen yläosan jäähtyminen saavat rajakerroksessa aikaan siis konvektiota. Konvektion seurauksena pintainversio lopulta häviää, inversio-kerros nousee korkeammalle ja pinnan ylle muodostuu hyvin sekoittunut turbulenttinen kerros, jonka syvyys kasvaa ajan kuluessa (Maronga & Bosveld, 2017).

Kehittymisvaiheen aikana sumukerroksen dynamiikka ja rakenne muuttuvat. Maronga & Bosveld (2017) tutkimuksessa pinnan läheltä saatujen lämpötilahavaintojen mukaan sumukerros muuttuu alaosastaan kehitysvaiheessa homogeenisemmaksi, kun lämpötilavaihtelu häviää sumun muuttuessa optisesti paksummaksi.

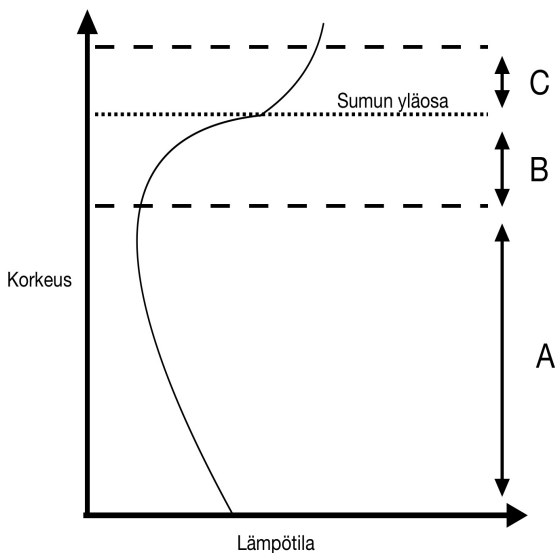
Sumun optinen paksuus

Beer Lambertin lain mukaan kaikilla aallonpituuksilla absorptio ja sironnan aiheuttama vaimeneminen on suoraan verrannollinen säteilyn läpäisemän väliaineen määrään eli siihen miten pitkän matkan säteily kulkee väliaineessa ja väliaineen ominaisuuksiin. Optisesti paksusta sumusta on siis kyse kun suurin osa säteilyjäähdytymisestä tapahtuu sumupisa-

roista sumun yläosissa maanpinnan sijaan. Optisen paksuuden laskukaavassa 2.1 L_W = nestemäisen veden määrä (LWC), h_c = pilven paksuus, ρ_W = veden tiheys ja r_e = pilvipisaran tehollinen säde (Slingo, 1989).

$$\tau = \frac{3L_W * h_c}{2\rho_W * r_e} \quad (2.1)$$

Optisesti paksun sumun yksinkertaistettu rakenne on esitetty kuvassa 2.3. Matalan ja optisesti ohuen sumun lämpötilaprofiili on stabiili, kun taas optisesti paksun sumun kohdalla lämpötilaprofiili muuttuu adiabaattiseksi, koska säteilyjäähdyminen tapahtuu sumun yläosassa ja pinnan läheinen ilma lämpenee maanpinnan lähettämän pitkäaaltoisen lämpösäteilyn seurauksena (Price ym., 2018).



Kuva 2.3: Yksinkertaistettu kuva optisesti paksun sumun pystysuuntaisesta lämpötilajakaumasta (Suomi, 2003; Turton & Brown, 1987).

Tarkasteltaessa kuvaa 2.3 alimmassa osassa (A) maanpinnasta ylöspäin suuntautuva lämpövuoto ja sumun yläosan säteilyjäähdyminen pitävät yllä heikkoa konvektiota ja kerros on siten hyvin sekoittunut turbulenttinen kerros. Paksussa sumussa pinnan läheinen ilma on alustaa viileämpää.

Keskiosa (B) alkaa inversion alaosasta ja ulottuu sumukerroksen ylärajaan. Säteilyjäähdyminen tapahtuu tässä kerroksessa, joten sumupisarat ovat usein suurempia ja nestemäistä vettä on enemmän verrattuna alempiin osiin (Findlater ym., 1989). Sumun tiheys on suurin inversion alaosassa. Vaikka säteilyjäähdyminen on runsasta, lämpötilamuutokset ovat sumun yläosassa pieniä. Jäähdymistä rajoittaa esimerkiksi pisaroiden kasvussa vapautuva tiivistymislämpö ja yläpuoliseen lämpimän ilman sekoittuminen sumuun sekä tietenkin alhaalta tuleva heikko lämmön konvektio. Auringonnousun jälkeen myös aurin-

gonsäteilyllä on vaikutusta.

Ylin osa (C) on sumun paksuimman osan yläpuolella ja koostuu inversion ylimmästä osasta. Tässä kerroksessa esiintyy vielä sumua, mutta sen korkeuden on havaittu muuttuvan jatkuvasti. Yläpinnan korkeuden vaihteluun suurimmaksi tekijäksi on esitetty tuuliväännettä, mutta myös säteilyjäähdytyksellä ja pisaroiden painumisella gravitaation vaikutuksesta on havaittu olevan merkitystä (Turton & Brown, 1987).

2.3.3 Nousu ja haihtuminen

Säteilysumun hälvenemiseen maanpinnalta voi johtaa useampi eri tekijä, mutta täysin itsestään sumu ei hälvene. Vaikka sumupisarat putoavatkin gravitaation vaikutuksesta koko ajan alaspäin niin uusia sumupisaroita syntyy hyvin tehokkaasti sumun yläosassa, missä säteilyjäähdytys on usein kertaluokkaa tehokkaampaa kuin alempana (Roach, 1995). Tyypillisesti koko sumukerros hälvenee muutamassa tunnissa auringonnousun jälkeen, kun auringon säteilyn aiheuttama havaittavan lämmön vuo lämmittää ja kuivattaa pinnan läheistä ilmaa voimistuvan konvektion seurauksena (Maronga & Bosveld, 2017).

Yksi säteilysumun haihtumiseen johtava tekijä on sumukerroksen ylle ajautuva pilvilautta. Pilvilautta estää sumukerroksen yläosan säteilyjäähdytyksen, eikä uusia sumupisaroita enää pysty muodostumaan. Lopulta sumukerros ohenee ja harvenee sumupisaroiden laskeutumisen seurauksena. Mikäli maasta tuleva lämmön vuo on suuri, saattaa käydä myös niin, että sumukerros nousee matalaksi sumupilveksi maanpinnan yläpuolelle (Roach, 1995).

Myös tuulen voimistuminen sumukerroksen yläpuolella voi johtaa kerroksen hälvenemiseen. Sumukerroksen yläosan epätasaisuudesta johtuen sumun yläpuolella voimistuvan tuulen seurauksena muodostuu turbulentsuutta, jonka seurauksena sumukerrokseen sekoittuu kuivempaa ilmaa ja sumukerros harvenee.

Ensimmäisenä mainittu auringon lyhytaaltosäteilyn absorboituminen sumupisarihin on hyvin vähäistä. Tehokkaammin säteily imeytyy maanpintaan erityisesti alueilla, joilla sumu on suhteellisen ohut. Maanpinnasta lämpöä alkaa konvektion seurauksena kulkeutua tehokkaasti sumukerrokseen, joka kuivuu ja hälvenee.

Maanpinnan kosteus on kuitenkin ratkaisevassa asemassa sumun nousu- ja haihtumisajankohdan kannalta. (Maronga & Bosveld, 2017) määritteli säteilysumumallinnuksessaan sumun nousemisen tapahtuneen, kun nestemäisen veden määrä $q_1 < 0,01 \text{ g/kg}$ pinnan yläpuolella ja haihtumisen kun $q_1 < 0,01 \text{ g/kg}$ kaikkialla rajakerroksessa (taulukko 2.2).

2.4 Säteilysumun mallinnus ja ennustaminen

Numeeriset säämallit ennustavat nykyään melko onnistuneesti sumun muodostumiselle otollisia olosuhteita, mutta eivät tarkasti sumujen muodostumispaikkaa ja elinkaaren vaihteita kuten muodostumista, kasvua ja haihtumista (Bergot, 2013; Van der Velde ym., 2010; Zhou ym., 2012). On siis tärkeää jatkaa sumumallien tutkimusta selvittämällä erilaisten mallien yhdistämismahdollisuuksia ja kokeilla sumumalleissa käytettävien parametrisointien osalta erityyppisiä vaihtoehtoja. Koska erityisesti lentoliikenteen toimijoille sumuennusteiden paraneminen on ensiarvoisen tärkeää, suuri osa sumuihin liittyvästä mallikehityksestä keskittyy lentokenttien ympäristön parempaan mallintamiseen tähtääviin systeemeihin kuten yhdistettyihin 1-D ja 3-D malleihin ja aina uusimpien havaintojen perusteella tehtäviin assimilaatioihin (Gultepe ym., 2007).

1-D ja 3-D mallit ovat numeerisia malleja, joita käytetään säteilysumun rakenteen ja dynamiikan tutkimukseen. Sääennusteiden tekemiseen käytetään pääasiassa 3-D malleja, joiden hilakoko on kuitenkin sumun tarkan ennustamisen kannalta merkittävästi liian suuri ja resoluutio siten liian heikko. Vaakasuunnassa hilaruudun koko on yleisimmin käytössä olevissa malleissa 1km x 1km - 15km x 15km ja pystysuunnassa hilan paksuus taas nousee ylöspäin niin, että alin hila ulottuu tyypillisesti 10m korkeudelta 30m korkeuteen, seuraava taas 30m korkeudesta 50m korkeuteen. Eli hilan paksuus kasvaa kuljettaessa ylöspäin ilmakehässä (Bengtsson ym., 2017; Persson, 2001). Sumujen dynamiikan tutkimuksessa käytetyissä malleissa hilakoko on pienempi, vaakasuuntainen resoluutio 1,5m ja pystysuuntainen jopa 1m eli resoluutio on reilusti tarkempi verrattuna operatiivisessa käytössä oleviin malleihin (Bergot ym., 2015; Nakanishi, 2000). Joillain yksittäisillä alueilla, kuten Pariisin sekä Lyonin lentokentillä Ranskassa (Bergot, 2007) ja Thessalonikin lentokentällä Kreikassa (Stolaki ym., 2012) on ollut operatiivisessa käytössä myös 1-D malleja erityisesti juuri sumun ja näkyvyyden lähihetkiennustamista varten.

1-D mallien ajaminen on edullista, koska mallien ajaminen vaatii tietokoneelta verrattain vähän laskentakapasiteettia. Mallien on havaittu myös toimivan hyvin tietyissä tapauksissa, joissa mallinnettava ympäristö on melko homogeeninen, eikä alueella esiinny esimerkiksi korkeusvaihteluja (Bergot ym., 2005). Bergot ym. (2007) selvitti tutkimuksessaan 1D-mallien kykenevän esittämään sumun elinkaaren tärkeimmät vaiheet jopa kuuden tunnin päähän, mikäli mallin pystysuuntainen resoluutio on tarpeeksi korkea ja fyysikaalinen parametrisointi riittävän yksityiskohtainen. 1-D mallien ehdoton heikkous on kuitenkin mallien vaatimat parametrisoinnit turbulenssin ja pilvisyyden osalta. Vaikka 1-D mallinnuksessa käytetyistä parametrisoinneista on tehty runsaasti herkkiystutkimuksia, mallien antamissa tuloksissa on edelleen runsaasti epävarmuuksia (Maronga & Bosveld, 2017). Myös mallien toiminta-alue on rajoitettu, joten pinnanmuotojen lisääntyessä ja olosuhteiden monimuotoistuessa 1-D mallit eivät enää toimi (Müller, 2006).

1-D mallien puutteita paikkaavat 3-D mallit, joilla ilmakehän virtaukset ja niiden riippuvuus esimerkiksi säteilystä pystytään simuloimaan tarkasti. Muun muassa kolmiulotteisella Large Eddy Simulation (LES) mallilla pystytään simuloimaan jo melko hyvin sumukerroksessa esiintyvää turbulenssia. Erityisesti säteilysumun muodostumisvaiheessa esiintyvän heikon turbulenssin mallintaminen tilanteessa, jossa ilmakehän on hyvin stabiili, on vielä haasteellista (Maronga & Bosveld, 2017). Lisäksi kolmiulotteisten mallien vaativan laskennallisen kapasiteetin kustannukset ovat vielä merkittävät ja toistaiseksi on julkaistu vasta muutamia LES-mallinnusta hyödyntäneitä tutkimuksia (Maronga & Bosveld, 2017). Tiedettävästi ensimmäisenä LES -mallia hyödynsi Nakanishi (2000) ja tutkimuksen tuloksena löytyi yhteys sumun elinkaaren kolmen eri vaiheen ja turbulenttisen kineettisen energian (TKE) kehityksen väliltä. Lisäksi Nakanishi (2000) havaitsi tutkimuksessaan Kelvin-Helmholzin (KH) instabiiliutta sumun muodostumis- ja kehittymisvaiheista.

Perinteisiä sääennustemalleja tarvitaan siis kuvaamaan yleisiä meteorologisia olosuhteita. Lisäksi näillä malleilla on mahdollisuus tuottaa pidempiä, useamman päivän päähän ulottuvia sääennusteita. Tarkemman resoluution malleilla taas voidaan saavuttaa tarkempaa tietoa lyhyen ajan ennusteena esimerkiksi juuri sumutilanteen kehityksestä tulevilla tunneilla. Vielä toistaiseksi tarkemman resoluution malleilla ei ole kuitenkaan laskentakapasiteetin rajallisuuden vuoksi mahdollisuutta tehdä pidemmälle ulottuvia ennusteita.

Nykyään sumuja ennustetaan pääasiassa numeeristen (3-D) säämallien avulla, mutta historian varrella, kun mallien puutteet olivat vielä paljon merkittävimpiä, on kehitetty ja käytetty erilaisia menetelmiä niin ennusteiden tuottamiseksi kuin tarkentamiseksi. Erityisesti lentosäässä yksi ennustettavista suureista on näkyvyys ja siten sumun muodostumisen todennäköisyydellä on iso vaikutus tuotettavaan ennusteeseen. Useimmilta lentokentiltä on tehty klimatologisia analyysejä sumun esiintymisessä tapahtuvasta vuorokaudenaikais- ja vuodenaikaisvaihtelusta. Klimatologista tietoa voi hyödyntää esimerkiksi sumun muodostumis- ja hälvenemisajankohdan ennustamisessa (Hyvärinen ym., 2007).

Klimatologiseen todennäköisyyteen perustuvan analyysin lisäksi on tehty yksinkertaisia ennustuskaavioita aikaisempia säteilysumutapauksia hyväksi käyttäen. Esimerkiksi Helsinki-Vantaan lentokentälle tehty ennustuskaaviomenetelmä (Sopanen, 1966) perustui olettamukseen, jossa päivän lämpötilan ja suhteellisen kosteuden, sekä seuraavaksi yöksi/aamuksi saatavilla olevien tuuli- ja pilvisyysennusteiden avulla voitiin määritellä todennäköisyys tulevan yön ja aamun säteilysumulle. Tämäkään menetelmä ei kuitenkaan tarjonnut välineitä sumun tarkan muodostumis- tai hälvenemisajankohdan ennustamiseen ja sen käytöstä luovuttiin, kun numeeriset mallit alkoivat yltää yhtä hyviin ja parempiin ennustetarkkuuksiin.

2.5 Sumun ilmastovaikutus

Viime vuosikymmenellä runsaasti lisääntyneissä ilmastomuutostutkimuksissa on selvitetty myös sumujen esiintymisen yhteyttä muuttuvaan ilmastoon. Vautard ym. (2009) löysi tilastollisen yhteyden erittäin huonojen näkyvyysolosuhteiden ja Euroopan lämpenemisen väliltä. Tutkimuksessa arvioitiin, että huonojen näkyvyysolosuhteiden eli sumu- ja utu tapausten väheneminen viime vuosikymmenillä olisi 10-20% osuudella syynä Euroopan päivälämpötilojen nousuun ja 50% osuudella syynä Itä-Euroopan lämpenemiseen. Syynä sumujen vähenemiseen on pidetty ilmanlaadun paranemista eli pienhiukkasten väheneminen ilmakehässä. Kun tiivistymisytimiksi tarvittavia pienhiukkasia on saatavilla vähemmän, eivät sumut muodostu yhtä helposti ja niiden elinikä jää lyhyemmäksi.

Vaikka Euroopassa ilmalaatu on parantunut ja sankkojen sumujen aiheuttamat heikot näkyvyysolosuhteet ovat entistä harvinaisempia, huono ilmanlaatu ja heikot näkyvyysolosuhteet ovat kuitenkin edelleen ongelma kehittyvissä maissa kuten Intiassa ja Kiinassa (Guttikunda & Gurjar, 2012; Kumar ym., 2018; Wang & Hao, 2012). Näissä maissa sumujen kehittyminen optisesti paksuiksi on todennäköisempää rajakerroksen runsaan aerosolipitoisuuden vuoksi (Kokkola ym., 2003).

2.6 Mastohavainnot aiemmissä tutkimuksissa: PARISFOG-kampanja

Säteilysumua on tutkittu mastohavaintojen avulla aiemmin esimerkiksi Ranskassa (Bergot ym., 2015; Dupont ym., 2016; Haeffelin ym., 2013) ja Hollannissa (Steenefeld ym., 2015). Ranskan kansallinen tutkimusmasto (SIRTA) on pystytetty pilvien, aerosolien, sekä rajakerroksen ja vapaan ilmakehän dynamiikan ja termodynamiikan tutkimusta varten (Haeffelin ym., 2005). Mastolla tehdyt mittausjaksot on nimetty PARISFOG -kampanjoiksi, joita on toteutettu jo useampina vuosina vuodesta 2006 alkaen (Haeffelin ym., 2010). Mastolla tehdyistä mittauksista on tehty useita tutkimuksia ja analyysyjä.

Dupont ym. (2016) hyödynsi tutkimuksessaan Pariisin mastohavaintoja vuosilta 2010-2013 pyrkien analysoimaan sumun muodostumiseen vaikuttavia prosesseja ja prosessien keskinäisiä vaikutuksia sumun muodostumisen aikana. Tutkimuksessa tarkasteltiin kahta erilaista sumun muodostumistapaa: säteilysumua ja stratuspilven laskeutumista pintaan. Seuraavaksi esitellään tutkimustuloksia säteilysumujen osalta.

Dupont ym. (2016) käyttämä tutkimusaineisto koostui säteilysumujen osalta yhteensä 53 sumu- ja quasisumutapauksesta. Sumutapauksissa, joita oli yhteensä 34 tapausta, näkyvyys laski alle yhteen kilometriin ja quasisumutapauksessa, joita oli yhteensä 19 tapausta, näkyvyys laski 1-2 kilometriin (Haeffelin ym., 2010). Lisäksi tutkimuksessa käytet-

tiin alunperin Tardif & Rasmussen (2007) määrittelemää kriteeriä, jossa näkyvyyssehdon on toteuduttava 30 minuuttia 50 minuutin ajanjakson aikana 10 minuutin keskiarvoisilla näkyvyyshavainnoilla.

Tutkimusjakson säteilysumutilanteet jaettiin paksuihin ja ohuisiin sumutilanteisiin sen mukaan heikkenikö näkyvyys alle yhteen kilometriin sekä 3m että 18m korkeudella (paksu) vai ainoastaan 3m korkeudella (ohut). 34:stä sumutapauksesta 14 luokiteltiin paksuksi ja 20 ohueksi säteilysumuksi. Keskimääräiseksi säteilysumun kestoajaksi saatiin 3h (paksuille sumutapauksille 4h 21min ja ohuille tapauksille 2h). Suurin ero ohuiden ja paksujen sumutapausten kehittämisessä havaittiin sumukerroksessa tapahtuvassa sekoittumisessa, johon vaikuttavat tuulen pysty- ja vaakanopeus, turbulenssi ja tuuliväanne. Keskeisimpänä tuloksena havaittiin liian heikon tuulen estävän sumukerroksen kehittymistä. Mikäli tuuli on alle 0,6 m/s pinnan läheinen kerros muodostuu hyvin stabiiliksi ja säteilysumu jää ohueksi. Tutkimuksessa tarkasteltiin sumua edeltänyttä kolmen tunnin jaksoa, sumun kehitysjaksoa, sekä 3h jaksoa sumun hälvenemisen jälkeen.

Taulukoissa 2.3 ja 2.4 on esitetty tutkimustuloksia säteilysumua edeltäneiden ja sen aikana vallinneiden olosuhteiden osalta. Alimmat kuusi mittaustasoa Pariisin tutkimusmastolla olivat 1m, 2m, 5m, 10m, 20m ja 30m korkeudella. Näiltä mittauspisteiltä saatujen lämpötila- ja kosteusmittausten avulla keskimääräiseksi lämpötilainversioksi 30m matkalla säteilysumutapauksissa saatiin 2 °C ja suhteellisen kosteuden gradientiksi 2%. Ohuiden säteilysumutapausten keskimääräinen lämpötilainversio oli 3,5 °C sumua ennen sekä sen aikana ja suhteellisen kosteuden gradientti taas 10% ennen sumun muodostumista ja 4% sen aikana.

Taulukko 2.3: Meteorologisten muuttujien keskiarvot ja keskihajonnat (Dupont ym., 2016) tekemässä sumututkimuksessa (aineisto vuosilta 2011-2013). Sinisessä laatikossa on tulokset säteilysumutilanteiden osalta.

	Temp.		Rel. Hum.		Wind. Spd.		Visibility		Visibility	
Altitude	2m		2m		10m		3m		18m	
Unit	°C		%		m/s		m		m	
	Before	During	Before	During	Before	During	Before	During	Before	During
STL fog	3,9 ± 1,3	3,9 ± 1,1	97,4 ± 1,5	98,9 ± 0,3	1,61 ± 0,3	1,8 ± 0,4	2539 ± 680	434 ± 109	3106 ± 1153	414 ± 193
RAD fog	4,3 ± 1,2	3,1 ± 1,0	96,6 ± 1,0	98,6 ± 0,4	0,9 ± 0,3	1,5 ± 0,3	4629 ± 1805	344 ± 103	11936 ± 3656	3162 ± 2073
RAD thin fog	5,2 ± 1,2	3,9 ± 1,1	96,4 ± 1,4	98,4 ± 0,5	0,7 ± 0,2	0,5 ± 0,2	3706 ± 1725	485 ± 150	14358 ± 4795	8631 ± 3548
RAD thick fog	3,2 ± 2,0	2,7 ± 1,5	96,8 ± 1,5	98,7 ± 0,5	1,3 ± 0,4	2,0 ± 0,5	5947 ± 3513	262 ± 129	8708 ± 5183	413 ± 451

Kuvan 2.3 taulukon mukaan keskimääräinen lämpötila ennen säteilysumun muodostumista oli 4,3 °C (ohut: 5,2 °C/paksu: 3,2 °C). Eli paksuja säteilysumuja edeltäneet olosuhteet olivat keskimäärin viileämmät kuin ohuita säteilysumutapauksia edeltäneet olosuhteet.

Taulukosta 2.4 taas nähdään, että paksuissa sumutapauksissa myös alkulämpötila oli matalampi verrattuna ohuisiin tapauksiin, mutta säteilyjäähdyminen ja sen seurauksena tapahtuva viileneminen on nopeampaa ja voimakkaampaa ohuissa säteilysumutapauksissa. Näin myös suhteellinen kosteus kasvaa keskimäärin hieman nopeammin ohuissa säteilysumutapauksissa verrattuna paksuihin, vaikka alkutilan suhteellinen kosteus onkin korkeampi paksuissa tapauksissa. Keskimääräinen suhteellisen kosteuden arvo ennen säteilysumun muodostumista oli tutkimustuloksen mukaan 96,6% (ohut: 96,4% / paksu: 96,8%).

Taulukko 2.4: Meteorologisten muuttujien keskiarvot ja keskihajonnat Dupont ym. (2016) tekemässä sumututkimuksessa (aineisto vuosilta 2011-2013). Laatikon ylin arvo on paksulle säteilysumulle, keskimäinen ohuelle säteilysumulle ja alin quasisäteilysumulle. Ensimmäinen arvo kuvaa tilannetta kolme tuntia ennen sumun muodostumista. Musta nuoli ja sen perässä oleva arvo kertoo muutoksen suunnan ja nopeuden seuraavan kolmen tunnin aikana.

THERMO-HYGROMETRIC		DYNAMICS AND PRECIPITATION	
Surface	Profile / Integrated	Surface	Profile / Integrated
Radiative cooling	Temp. stratification	Wind speed	Wind speed (200m)
-50W/m ² →	+2.0°C ↘ 0.3°C/hr	1.4m/s →	7m/s →
-62W/m ² →	+3.2°C ↗ 0.3°C/hr	0.8m/s ↘ 0.1m/s/hr	5m/s ↗ 0.1m/s/hr
-62W/m ² →	+2.5°C ↗ 0.1°C/hr	1.2m/s →	5m/s ↗ 0.4m/s/hr
Temperature	Hum. Stratification	Vertical velocity	Vertical velocity (200m)
3.8°C ↘ 0.4°C/hr	-4% ↗ 1.6%/hr	-2cm/s →	-0.15m/s ↘ 0.2m/s/hr
6.0°C ↘ 0.5°C/hr	-10% ↗ 0.3%/hr	2cm/s ↘ 1cm/s/hr	-0.05m/s →
6.2°C ↘ 0.5°C/hr	-10% ↗ 0.3%/hr	-3cm/s →	-0.1m/s →
Relative humidity	Integrated Water Vapor	Rain rate	CT2 (200m)
96% ↗ 0.7%/hr	11.5kg/m ² ↗ 0.1kg/m ² /hr	0mm →	55 ↗ 3/hr
94% ↗ 0.8%/hr	10.1kg/m ² ↘ 0.2kg/m ² /hr	0mm ↗ 0.06mm/hr	25 ↘ 2/hr
86% ↗ 2%/hr	11.2kg/m ² ↘ 0.1kg/m ² /hr	0mm →	20 →

Dynaamisten ominaisuuksien osalta taas 10m korkeudelta mitatun tuulen nopeuden havaittiin olevan paksujen säteilysumujen tapauksessa alle 1 m/s ennen säteilysumun muodostumista 40% tapauksista ja 15% tapauksista säteilysumun aikana. Ohuiden säteilysumujen kohdalla taas 80% tapauksista tuuli oli alle 1 m/s ennen säteilysumun muodostumista ja 85% tapauksista alle 1 m/s säteilysumun aikana. Eli paksuissa tapauksissa tuuli oli sumun aikana voimakkaampi, kuin ohuissa tapauksissa. Hälvenemisen aikana tuulen nopeuden havaittiin voimistuvan sekä ohuissa että paksuissa tapauksissa. Hälvenemisen aikainen tuulen nopeus oli yli 1 m/s 90% paksuista säteilysumutapauksista ja 55% ohuista säteilysumutapauksista. Taulukon 2.3 mukaan säteilysumun muodostumista edeltänyt tuuli oli 0,9 m/s (paksu: 1,3 m/s / ohut: 0,5 m/s) eli ohuissa säteilysumutapauksissa rajakerros on stabiilimpi eikä tuuli edesauttanut sumupisaroiden muodostumista kuten paksun

säteilysumun muodostumisessa. Taulukon 2.4 mukaan pintatuuli pysyi samana paksuissa tapauksissa, mutta ohuiden tapausten kohdalla tuuli heikkeni keskimäärin 0,1 m/s/h. Tuuli oli myös heti alkutilanteessa keskimäärin heikompi ohuissa säteilysumutilanteissa kuin paksuissa.

Luku 3

Aineisto ja menetelmät

3.1 Havaintoasemat

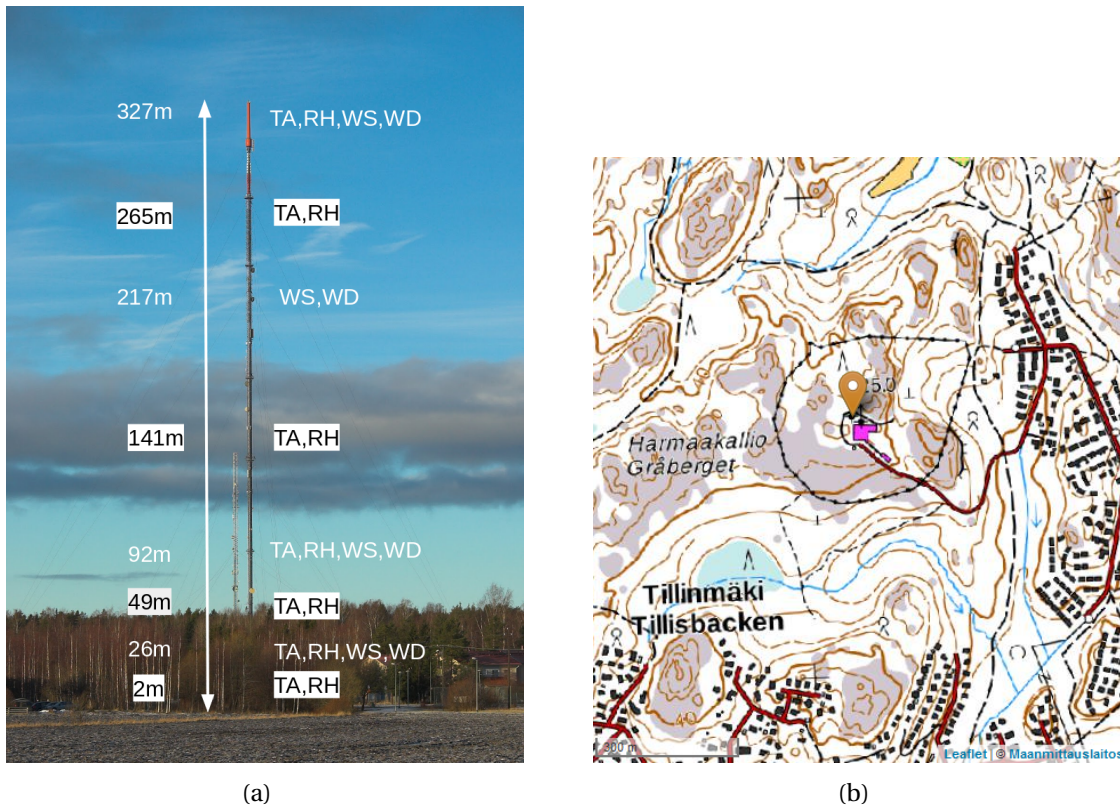
Työssä käytettiin yhteensä neljältä eri havaintoasemalta saatuja sää- ja näkyvyyshavaintoja. Lämpötilan, kosteuden ja tuuliolosuhteiden osalta tarkasteltiin Espoon Kivenlahdessa sijaitsevan maston havaintoja. Näkyvyyden osalta taas käytettiin Espoon Nuuksion ja Tapiolan sekä Helsinki-Vantaan pintasääasemien automaattisia näkyvyyshavaintoja.

Lähes Kivenlahden maston kaltainen tutkimusmasto sijaitsee myös Kuopion Vehmasmäellä sekä Rovaniemen Vennivaaralla. Sekä Vennivaaran että Vehmasmäen mastot sijaitsevat kuitenkin lähes 200m korkeudella merenpinnasta ja niiden ympäristö eroaakin merkittävästi Kivenlahdesta. Tästä syystä tutkimuksen alussa todettiin, ettei Vehmasmäen ja Vennivaaran maston havaintoja ole mielekästä käyttää samassa tilastollisessa analyysissä Kivenlahden mastohavaintojen kanssa.

3.1.1 Kivenlahden havaintomasto

Kivenlahden havaintomasto sijaitsee Espoon Harmaakallion laella noin 44 metrin korkeudella merenpinnasta (koordinaatit: 60° 10' 39.76"N, 24° 38' 24.32"E). Maston ympäristön olosuhteet ilmenevät kartasta 3.1(b). Ympäristössä on pieniä soistavia alueita ja pääosin havupuustoa. Lähimmät asuinalueet ovat maston etelä- ja itäpuolella. Merenrantaan mastolta on matkaa noin kolme kilometriä. 327 metriä korkeassa mastossa on meteorologisia mittauslaitteita kahdeksalla eri korkeudella. Tuulimittarit (WS,WD) ovat neljällä korkeudella (26m, 92m, 217m, 327m) ja kosteus- sekä lämpötila-anturit (RH,TA) löytyvät seitsemältä eri korkeudelta (2m, 26m, 49m, 92m, 141m, 265m, 327m) kuvan 3.1(a) mukaisesti. Mastossa sijaitsevien anturien tekniset tiedot on eritelty taulukossa 3.1.

Masto pystytettiin vuonna 1988 tv- ja radiomastoksi ja säähavaintoja mastolta on arkistoitu vuodesta 1989 lähtien, mutta vuosien aikana mittalaitteiden paikat ovat kuitenkin



Kuva 3.1: Kivenlahden masto ja maston ympäristö. a) Havainnekuva Kivenlahden havaintomastosta. Alkuperäinen kuva: Ilmatieteen laitos (HAV). b) Kivenlahden maston ympäristön karttakuva. Aseman sijainti on merkitty karttaan oranssilla paikkamerkillä. Kuva: Ilmatieteen laitos (HAV), karttapohja: Maanmittauslaitos.

vaihdelleet. Esimerkiksi alin kosteusmittaus oli vuoteen 2013 asti 93 m korkeudella ja alin lämpötilamittaus taas viiden metrin korkeudella. Mittalaitteiden vaihtuneiden sijaintien vuoksi tutkimusaineistoksi sopiva havaintojakso supistui alkuperäistä suunnitelmaa pienemmäksi.

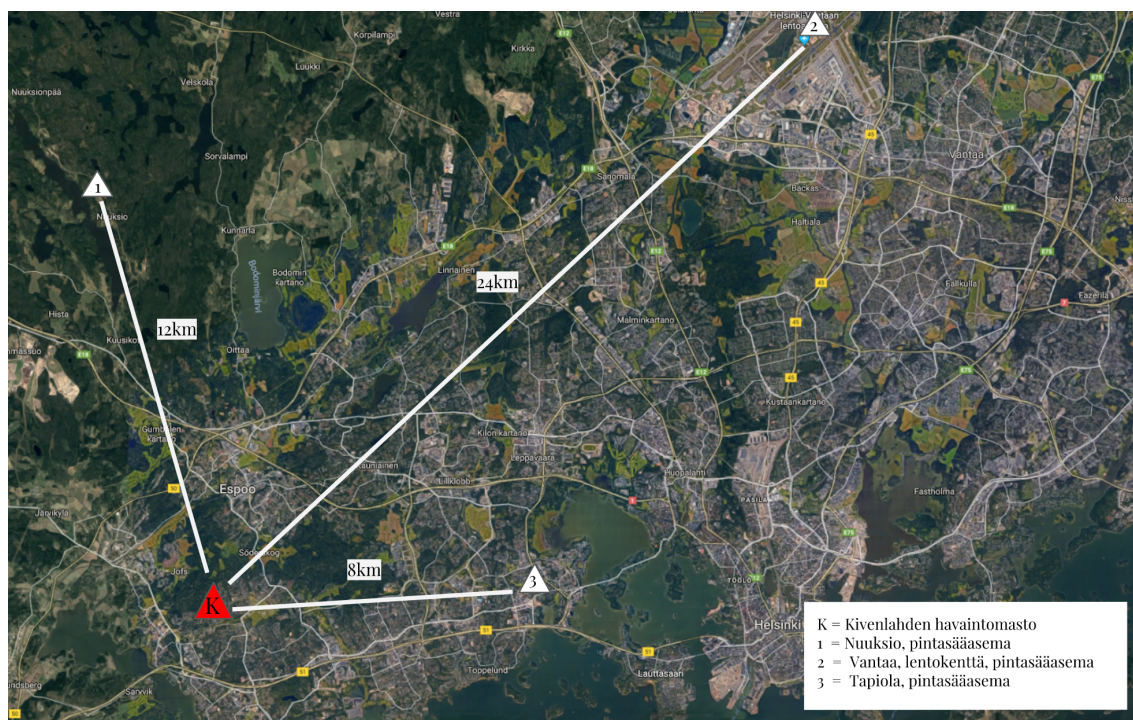
3.1.2 Näkyvyyshavainnot: Tapiola, Nuksio ja Helsinki-Vantaa

Sumutilanteiden tunnistamiseen tarvittavina näkyvyyshavaintoina käytettiin mastoa lähinnä sijaitsevien AWOS -pintasääasemien (Nuksio, Tapiola, Helsinki-Vantaa) näkyvyysmittauksia, koska Kivenlahden mastolla ei ole näkyvyysantureita. Espoon Nuksion ja Tapiolan sekä Helsinki-Vantaan pintasääasemien sijainnit ja etäisyydet mastosta näkyvät kuvassa 3.2. Kivenlahtea lähin asema sijaitsee Tapiolassa ja pisimmällä etäisyydellä on Helsinki-Vantaan asema. Kaikilta asemilta saadut näkyvyysmittaukset olivat taulukossa 3.1 esitellyn näkyvyysmittarin tekemiä pistemäisiä valon sirontaan perustuvia näkyvyysmittauksia.

Mastoa lähin pintasääasema Espoon Tapiolassa (koordinaatit: 60° 10' 40.87"N, 24° 47' 14.35"E) sijaitsee 8km etäisyydellä Kivenlahdesta. Aseman koillispuolella on laajempi

Taulukko 3.1: Tutkimuksessa käytetyt havainnot tuottaneiden antureiden tekniset tiedot. Lämpötila- ja kosteushavainto (Vaisala Oyj, 2012), tuulihavainto (Adolf Thies GmbH & Co. KG, 2014), näkyvyshavainto (Vaisala Oyj, 2002).

Instru- menti- tyyppi	Mitattavat parametrit	Laitteen malli	Laitteen valmis- taja	Mittaus- taajuus	Epävarmuus
In situ - sensori	Lämpötila ja suh- teellinen kosteus	HMP 155EC	Vaisala Oyj	1 min	$\pm 0,2^{\circ}C, \pm 2\%$
	Tuulen suunta ja voimak- kuus	UA2D	Adolf Thies GmbH & Co. KG	1 min	$\pm 0,1 m/s$ rms(<5m/s) $\pm 2\% rms$ (5...85m/s)
	Horisontaali näkyvyys	FDP12P	Vaisala Oyj	10 min	$\pm 4\%$



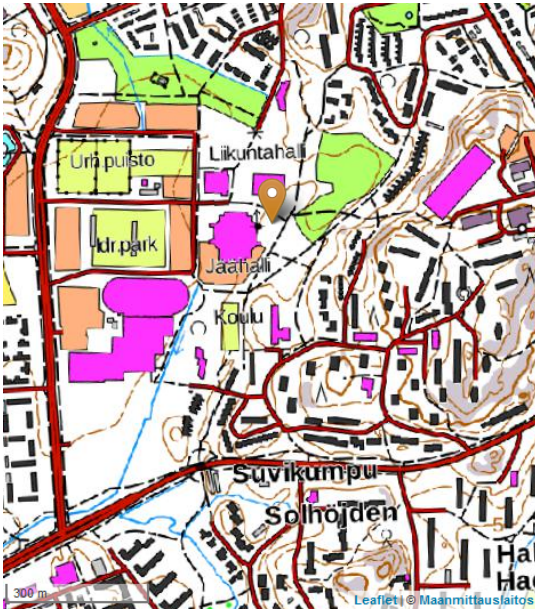
Kuva 3.2: Nuuksion, Helsinki-Vantaan ja Tapiolan pintasääsasmien etäisyydet Kivenlahden mastosta. Kartta-pohja: GoogleMaps.

puisto, mutta muuten asemaa ympäröi pääosin Tapiolan urheilupuiston rakennukset ku-
van 3.3(a) mukaisesti. Tapiolan asema on 8m korkeudella merenpinnasta ja merenrantaan
matkaa kertyy noin 1,6km.

Espoon Nuuksion pintasääsasma (koordinaatit: $60^{\circ} 17' 28.61''N$, $24^{\circ} 34' 4.38''E$) sijait-
see noin 90m korkeudella merenpinnasta ja 12km etäisyydellä Kivenlahden mastosta.
Nuuksion pintasääsasma sijaitsee siis Espoossa Nuuksion kansallispuistossa. Karttaku-

vasta 3.3(b) nähdään aseman sijaitsevan kallionlaen vieressä, soistavan alueen reunalla. Asemalta on noin 350m luoteessa sijaitsevalle Pitkäjärvelle.

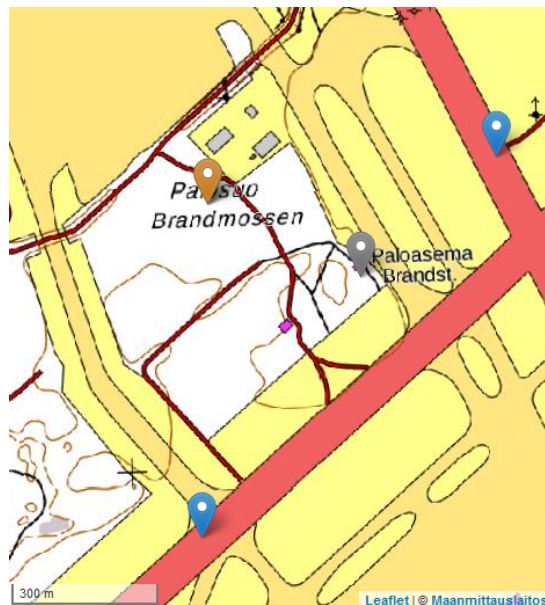
Helsinki-Vantaan pintasääasema ($60^{\circ} 19' 36.12''N$, $24^{\circ} 57' 24.30''E$) sijaitsee 51 metrin korkeudella merenpinnasta ja 24 km etäisyydellä Kivenlahdesta Helsinki-Vantaan lentokentällä. Asema sijaitsee pääkiitoteiden välissä ja sen koillispuolella on muutama rakennus, mutta muuten asema on hyvin avoimella paikalla karttakuvan 3.3(c) mukaisesti.



(a) Tapiola



(b) Nuukio



(c) Helsinki-Vantaa

Kuva 3.3: Tapiolan (a), Nuuksion (b) ja Helsinki-Vantaan (c) pintasääasemien ympäristön karttakuvat. Aseman sijainti on merkitty karttaan oranssilla paikkamerkillä. Kuvat: Ilmatieteen laitos (HAV), karttapohjat: Maanmittauslaitos.

3.2 Havaintojen käsittely

Viiden vuoden mittainen havaintoaikasarja koottiin SQL-hauilla (Structured Query Language) Ilmatieteen laitoksen ilmastotietokannasta, jonka jälkeen havaintoaineisto rajattiin, jatkokäsiteltiin ja analysoitiin MATLAB -ohjelmointikielellä.

Koska eri suureita mittaavien laitteiden mittaustaajuuudet vaihtelivat minuutista kymmeneen minuuttiin, valittiin tutkimuksessa käytettäväksi havaintoväliksi kaikkien havaintojen osalta kymmenen minuutin aika-askel. Havaintoaineiston puuttuvat yksittäiset havainnot täydennettiin lineaarisen approksimoinnin avulla puuttuvaa havaintoa edeltäneen ja puuttuvan havainnon jälkeistä havaintoa hyödyntäen. Lisäksi havaintoaineistosta poistettiin tapaukset, joissa oli virheellisiä yli 100 % suhteellisen kosteuden arvoja. Virheellisiä havaintoja aineistossa oli erityisesti vuonna 2017 johtuen kosteusanturin teknisestä viasta. Alimpien tasojen lämpötilojen (T_{2m} , T_{26m}) oli oltava muodostumishetken suodatuskriteerin mukaan $> -3^{\circ}\text{C}$. Tutkimuksessa keskityttiin siis niin kutsuttuihin lämpimiin säteilysumuihin.

Havaintoaineiston käsittely aloitettiin etsimällä sopivat lämpötila- ja kosteushavainnon suodatuskriteerit, joilla mastohavaintojen nojalla säteilysumuksi tulkittavat tilanteet pyrittiin tunnistamaan. Jotta sumun voidaan katsoa määritelmällisesti olevan säteilysumu, täytyy tapahtua pinnan säteilyjäähdytymistä. Mastohavaintojen avulla säteilyjäähdytymisen tapahtumista oli mahdollista tutkia eri korkeuksilta saatavien lämpötilahavaintojen avulla. Kun pinta jäähtyy ylempiä kerroksia nopeammin syntyy lämpötilan pintainversio, jossa pinnan läheinen ilma on ylempien kerrosten ilmaa viileämpää. Kivenlahden maston alin lämpötilan mittaustaso on kahden metrin korkeudella ja seuraava mittaustaso 26 metrin korkeudella. Lämpötilaeroa tutkittiin siis kahden ja 26 metrin mittauspisteiden väliltä. Inversion vaikutusta tapausten määrään tutkittiin kolmella eri arvolla: 1, 2 ja 3 taulukon 3.2 mukaisesti. Tapausten määrät kasvoivat inversiota heikentämällä jopa yli sadalla tapauksella näkyvyys-suodattamattomien tapausten kohdalla. Myös näkyvyys-suodatettujen tapausten kohdalla tapaukset lisääntyivät muutamilla kymmenillä. Näkyvyys-suodatetuissa tapauksissa olivat mukana ainoastaan tilanteet, joissa näkyvyys oli alle 1 km jollain pintatasääsämällä samalla hetkellä muiden suodatuskriteereiden täytyessä. Tutkimuksessa käytettäväksi inversion suodatuskriteeriksi valittiin lopulta kahden asteen inversio, jonka Dupont ym. (2016) totesi tutkimuksessaan olevan keskimääräinen säteilysumujen muodostumisvaiheessa esiintyvän inversion suuruus.

Toisena suodatuskriteerinä oli ilman suhteellinen kosteus (RH), jonka on oltava riittävän suuri sumun muodostumisen mahdollistamiseksi. Myös suhteellista kosteutta tarkasteltiin kahden ja 26 m mittaustasoilla. Tapausten määrän vaihtelua tutkittiin kahden metrin tason osalta 90 % arvolla ja 26m tasolta kolmella eri arvolla: 87%, 89 % ja 90% taulukon 3.2 mukaisesti. Suhteellisen kosteuden arvojen muuttaminen vaikutti inversiota

heikommin tapausten määrään, mutta myös kosteuden suodatuskriteerin heikentäminen lisäsi tapauksia parhaimmillaan yli kahdellakymmenellä kaikkien tapausten osalta. Näkyvyysuodatettujen tapausten kohdalla vaikutus oli pienempi ja tapausten määrä lisääntyi vain muutamilla. Ylemmän tason suhteelliseksi kosteudeksi katsottiin riittävän hieman alempaa tasoa pienemmän arvon, sillä jotta suhteellinen kosteus ylempänä lämpimämmässä ilmassa olisi yhtä suuri kuin pinnalla täytyisi absoluuttisen veden määrän ylempänä lämpimämmässä ilmassa olla pinnan määrää suurempi. 26m tason suhteellisen kosteuden raja-arvoksi valittiin siis 87%.

Taulukko 3.2: Löytyneiden säteilysumaksi tulkittujen tapausten lukumäärä riippuen suodatuskriteereistä. Tutkimus toteutettiin rivin neljä suodatuskriteereillä eli säteilysumun määrieltiin esiintyvän, kun 2m suhteellinen kosteus $RH_{2m} > 90\%$, 26m suhteellinen kosteus $RH_{26m} > 87\%$ ja lämpötilainversio 26m ja 2m välillä $T_{26m} - T_{2m} > 2^\circ C$.

	$RH_{2m}(\%) >$	$RH_{26m}(\%) >$	$(T_{26m} - T_{2m})(^\circ C) >$	Tapausten lkm	Tapausten lkm, kun havaittu näkyvyys <1km
1.	90	87	3	56	16
2.	90	89	3	51	15
3.	90	90	3	46	15
4.	90	87	2	126	38
5.	90	89	2	110	35
6.	90	90	2	100	35
7.	90	87	1	253	63
8.	90	89	1	226	60
9.	90	90	1	212	60

Jatkotarkasteluun valittiin taulukon 3.2 rivin neljä suodatuskriteerit täyttäneet tapaukset. Näissä siis tulkitaan säteilysumun esiintyvän. Seuraavaksi näille tapauksille tehtiin näkyvyysuodatus, jossa lämpötila- ja kosteussuodatuksen läpäisseistä tapauksista etsittiin tapaukset, jotka täyttävät samalla hetkellä myös näkyvyydelle asetetun alle 1000m raja-arvon jollakin läheisellä pintasäähavaintoasemalla. Koska näkyvyyskriteeri vähensi sumutapausten määrää merkittävästi tehtiin tilastolliset jatkoanalyysit erikseen myös kaikille taulukon 3.2 rivin neljä täyttäneelle tapauksille.

Säteilysumun muodostumishetkeksi S määriteltiin hetki, jolloin valitut suodatuskriteerit täyttyivät. Säteilysumun muodostumista edeltävänä aikana tarkasteltiin kolmen tunnin jaksoa ennen määritelmällistä muodostumishetkeä S ja muodostumishetken jälkeistä aikaa tarkasteltiin 8 tunnin ajan. Kokonaisuudessaan jokaisen tapauksen tarkastelujakso oli yhteensä siis 11 tunnin mittainen. Tarkastelujaksoista käytetyt lyhenteet on esitelty taulukossa 3.3.

Jatkotarkasteluun valittujen tapausten edeltäneitä olosuhteita, kasvukorkeutta, kasvunopeutta ja hälvenemisen kestoa tarkasteltiin tilastollisesti käyttäen aritmeettista kes-

Taulukko 3.3: Säteilysumutilanteen muodostumishetki jakaa 11 tunnin mittaisen tarkastelujakson kahteen osaan.

Lyhenne	Selitys
S - 3h	Säteilysumutilanteen muodostumista edeltävä 3 tunnin jakso
S	Säteilysumutilanteen muodostumishetki eli hetki, jolloin kaikki annetut kriteerit täyttyvät
S + 8h	Säteilysumun muodostumisen jälkeinen tarkastelujakso

kiarvoa \bar{x} (kaava 3.1) ja keskihajontaa s (kaava 3.2), joissa x = yksittäinen havaittu arvo ja n = havaintojen lukumäärä. Säteilysumun muodostumishetkeä edeltäneitä olosuhteita tarkasteltiin lämpötilan, kosteuden ja tuulen osalta. Säteilysumun kasvukorkeus taas määritettiin tutkimalla kuinka monella mittaustasolla sumu saavuttaa samanaikaisesti yli 98% suhteellisen kosteuden. Koska suhteellisen kosteuden mittaaminen ei ole absoluuttisen tarkka, oletuksena on, että sumussa mittaustulos vaihtelee 98-100% välillä. Tarkastelemalla kaikkia tasojen samanaikaisesti vältettiin tilanteet, joissa säteilysumu olisi mahdollisesti noussut sumupilveksi maanpinnan yläpuolelle.

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (3.1)$$

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right]} \quad (3.2)$$

Kasvukorkeuden mukaan sumutilanteet jaettiin ohuisiin ja paksuihin säteilysumuihin. Ohuiden säteilysumujen kasvukorkeus oli alle 26m, mutta vähintään 2m. Paksujen säteilysumujen oli saavutettava vähintään 26 metrin korkeus. Kasvunopeus määriteltiin kaavan 3.3 mukaisesti jakamalla sumukerroksen lopullinen kasvukorkeus h_{max} ajalla, joka kuluu sumun määritelmällisestä muodostumishetkestä siihen, että sumu saavuttaa kasvukorkeutensa ($t_{h_{max}}$).

$$kasvunopeus = \frac{h_{max}}{t_{h_{max}} - S} \quad (3.3)$$

Lisäksi paksujen sumutapausten hälvenemisen kestoa tarkasteltiin tutkimalla kokeellisen yhtälön 3.4 mukaisesti miten pitkä aika kuluu 2m lämpötilan kohottua 26m lämpötilan tasalle siihen, että suhteellinen kosteus laskee 2m korkeudella alle 98%.

$$h\grave{a}lvenemisaika = t_{RH_{2m} < 98\%} - t_{T_{2m} > T_{26m}} \quad (3.4)$$

3.2.1 Virhel\aehteet

Havaintojen k\ae sittelyyn liittyi kolme erityyppisi\ae virhel\ae hdet\ae: otoskoon suppeus, maston mittaustasojen v\ae h\ae inen m\ae \ae r\ae erityisesti maston alaosissa ja n\ae kyvyyshavaintoasemien pitk\ae et\ae isyys mastolta.

Tutkimuksen lopullinen otoskoko oli melko suppea, koska viiden vuoden mittaiseksi supistuneelta tutkimusjaksolta l\oe tyti valituilla suodatuskriteereill\ae n\ae kyvyysehdon t\ae ytt\ae vi\ae tapauksia vain 38, kun taas Dupont ym. (2016) tutkimuksessa kaksi vuotta lyhyemm\ae ll\ae tutkimusjaksolla s\ae teilysumuja esiintyi yhteens\ae 34 tapausta. Otoskoon suppeuden vuoksi tilastollisen analyysin hajontaluvut olivat lopulta melko suuria.

S\ae teilysumun elinkaaren ensimm\ae ien vaiheiden kannalta kiinnostavimmat prosessit tapahtuvat l\ae hell\ae maanpintaa muutamasta metrist\ae muutamana kymmenen metrin matkalla. Koska Kivenlahden maston alimmat mittaustasot ovat 2m ja 26m korkeuksilla, mastolta ei saada tarkkaa tietoa aivan alimpien ja maanpintaa l\ae hinn\ae olevien kerrosten prosesseista. Muualla tehdyiss\ae mastohavaintoja hy\oe dynt\ae neiss\ae tutkimuksissa mittaustasoja on ollut tihe\ae mm\ae ss\ae alimpien kymmenten metrien matkalla.

S\ae teilysumun todellista muodostumista arvioitiin Kivenlahden maston ympe rill\ae olevien s\ae \ae havaintoasemien n\ae kyvyyshavaintojen avulla. On kuitenkin huomioitava, ett\ae n\ae kyvyyshavainnot olivat verrattain pitk\ae n et\ae isyyden p\ae \ae ss\ae itse mastosta ja jokaisen pintas\ae \ae aseman ymp\ae rist\oe losuhteet ovat erilaiset. Esimerkiksi Nuuksion asema sijaitsee reilusti korkeammalla ja toisaalta my\oe s hieman kosteammassa olosuhteissa verrattuna Helsinki-Vantaan ja Tapiolan asemiin. Lis\ae ksi automaattiasemien n\ae kyvyyshavainto perustuu pistem\ae iseen sirontamittaukseen ja on siten herkk\ae hyvinkin pienille ja lyhytaikaisille muutoksille. Tutkimuksessa ei my\oe sk\ae \ae n selvitetty erikseen muiden mahdollisten n\ae kyvyyteen vaikuttavien ilmi\oe iden kuten sateiden tai p\oe lyn esiintymist\ae pintas\ae \ae asemilla.

Luku 4

Tulokset

Tässä luvussa käydään läpi havaintojen käsittelyn tulokset. Ensimmäisenä tarkastellaan säteilysumutilanteiden tunnistamisen onnistumista ja löytyneiden tilanteiden kuukausijakaumaa. Seuraavana tarkastellaan löytyneiden tapausten muodostumista edeltäneitä olosuhteita ja lopullisia kasvukorkeuksia, sekä kasvunopeuksia. Kasvukorkeuksien perusteella tilanteet jaetaan ohuisiin ja paksuihin säteilysumuihin. Syitä sumun kasvukorkeuden rajoittumiseen haetaan vallitsevista tuuli- ja kosteusolosuhteista. Tarkastelut tehdään erikseen sekä näkyvyysuodatetulle tapausjoukolla että kaikille mastohavaintojen nojalla määritellyille säteilysumutapauksille. Lisäksi paksuille sumutapauksille määritetään niiden hälvenemiseen keskimäärin kuluva aika. Lopussa tarkastellaan tuulen suunnan vaikutusta paksujen säteilysumutapausten säilymiseen.

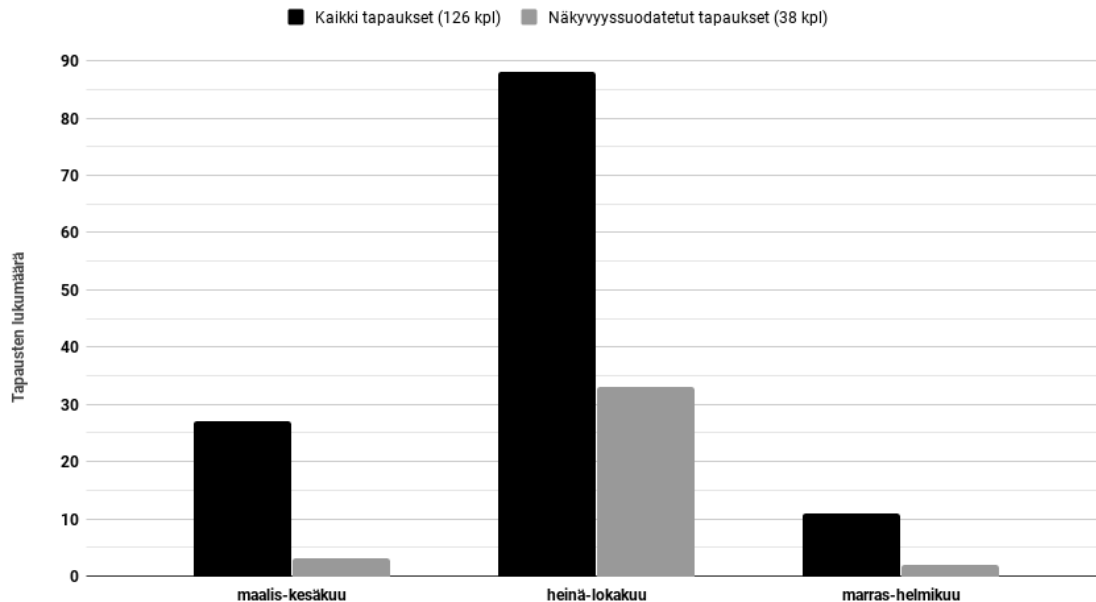
4.1 Säteilysumutilanteiden tunnistaminen

Ensimmäisenä tutkimuksessa tarkastellaan miten hyvin säteilysumutapaukset onnistutaan tunnistamaan maston kahdelta alimmalta (2m ja 26m) mittauskorkeudelta tehtyjen havaintojen avulla. Säteilysumun muodostumiselle määritellyn ehdon (taulukko 3.2 rivi 4.) täyttäneitä tapauksia löytyy viiden vuoden mittaiselta tarkastelujaksolta yhteensä 126 kappaletta. Näkyvyystarkastelun jälkeen tilanteiden määrä vähenee 38:aan tapaukseen. Mastohavaintojen mukaan säteilysumutilanteita olisi siis noin kolme kertaa enemmän kuin näkyvyyshavainnon avulla onnistutaan näyttämään todelliseksi.

Löytyneet tapaukset jaetaan kolmeen eri vuodenaikasektoriin: heinä-lokakuu, marrashelmikuu, maaliskuu-kesäkuu. Tapausten jakauma on esitetty kuvassa 4.1. Kaikista (näkyvyysuodatetuista) tapauksista yhteensä 27 (3) tapausta osuu maaliskuun ja kesäkuun väliselle ajalle, 88 (33) heinäkuun ja lokakuun välille ja 11 (2) marraskuun ja joulukuun väliselle ajalle. Otoskoon suppeudesta riippumatta tilanteet painottuvat loppukesään ja syksyyn. Tapausten vuodenaikajakauma on siis sopusoinnussa aiempien tutkimustulosten kanssa

säteilysumun tyypillisestä esiintymisajasta. Loppukesällä ja syksyllä maanpinta lämpenee vielä päiväsaikaan auringon lämmityksen seurauksena ja toisaalta yöt ovat jo tarpeeksi pitkiä riittävän runsaan säteilyjäähdytymisen tapahtumisen mahdollistamiseksi.

Säteilysumutapausten kuukausijakauma



Kuva 4.1: Valituilla suodatuskriteereillä löytyneiden säteilysumutapausten kuukausijakauma kaikille sekä näkyvyysuodatetuille säteilysumutapauksille.

4.2 Säteilysumua edeltäneet olosuhteet

Säteilysumun muodostumista edeltäneitä olosuhteita tarkastellaan kolmen tunnin ajalta ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S. Tarkastelun tuloksena tuulet heikenevät, lämpötila laskee ja suhteellinen kosteus nousee. Edeltävät olosuhteet vastaavat hyvin aiemmissa tutkimuksissa saatuja tuloksia säteilysumuja edeltäneistä olosuhteista (Dupont ym., 2016). Olosuhteita tarkastellaan erikseen näkyvyysuodatettujen ja kaikkien tapauksien osalta.

Näkyvyysuodatetut tapaukset

Näkyvyysuodatettujen tapausten keskimääräiset arvot ja hajonnat säteilysumun muodostumista edeltäneeltä ajalta on esitetty taulukossa 4.1. Sekä 2m että 26m lämpötila laskee säteilysumun muodostumista edeltävinä tunteina. Lämpötila 2m korkeudella (T_{2m}) laskee keskimäärin $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/h$ ja 26m lämpötila (T_{26m}) keskimäärin $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/h$. Eli 2m taso viilenee no-

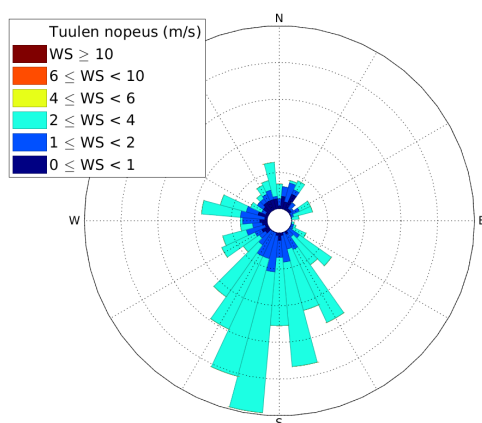
peammin, kuin 26m taso. Tulos viittaa siihen, että pintakerros jäähtyy juurikin tehokkaamman säteilyjäähdytymisen seurauksena ja siten ylempää kerrosta tehokkaammin ja nopeammin.

Taulukko 4.1: Näkyvyysuodatettujen tapausten keskimääräiset olosuhteet lämpötilan, kosteuden ja tuulennopeuden osalta.

	Muutos sumua edeltävien 3h aikana	Muutoksen keskihajonta	Keskimäärin 3h aikana	Keskihajonta
T_{2m}	$-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/h$	$0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/h$	$7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$
T_{26m}	$-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/h$	$0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/h$	$8,4\text{ }^{\circ}\text{C}$	$6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$
RH_{2m}	$1,0\text{ } \%/h$	$2,2\text{ } \%/h$	$98,6\text{ } \%$	$1,1\text{ } \%$
RH_{26m}	$1,3\text{ } \%/h$	$2,1\text{ } \%/h$	$96,9\text{ } \%$	$3,2\text{ } \%$
WS_{26m}	$-0,2\text{ (m/s)}/h$	$0,3\text{ (m/s)}/h$	$1,5\text{ m/s}$	$0,8\text{ m/s}$

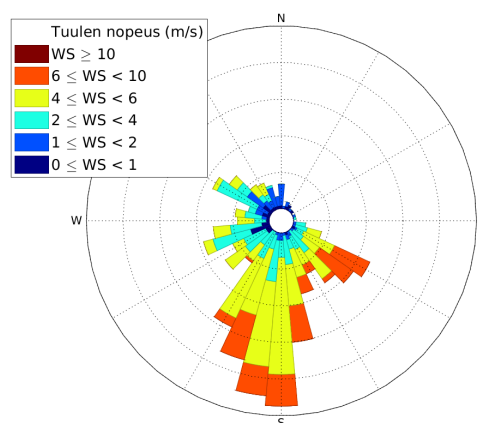
Molempien tarkasteltujen tasojen suhteellinen kosteus kasvaa muodostumista edeltävänä aikana. Suhteellinen kosteus 2m korkeudella (RH_{2m}) nousee keskimäärin $1\text{ } \%/h$ ja 26m korkeudella (RH_{26m}) keskimäärin $1,3\text{ } \%/h$. Eli suhteellinen kosteus nousee voimakkaammin 26m korkeudella, vaikka lämpötila laskee tehokkaammin 2m korkeudella. Absoluuttisen veden määrän täytyi siis vähentyä 2m korkeudella. Vähentymisen selittää säteilysumun muodostumisvaiheessa tapahtuva kasteen muodostuminen. Kasteen muodostuessa kosteutta poistuu tiivistymisen seurauksena ilman alimmassa pintakerroksessa.

26m tuulet 3h ennen sumun syntyä



(a)

92m tuulet 3h ennen sumun syntyä



(b)

Kuva 4.2: Näkyvyysuodatettujen 38 tapausten keskimääräiset tuuliolosuhteet 3h aikana ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S (a) 26 metrin korkeudella ja (b) sekä 92 metrin korkeudella.

26m tason tuulen keskinopeus (WS_{26m}) sumun muodostumista edeltävänä aikana on

keskimäärin 1,1 m/s ja tuuli heikkenee keskimäärin 0,2 (m/s)/h muodostumista edeltävän kolmen tunnin aikana. Tuulen suunta on kuvan 4.2 mukaisesti keskimäärin etelästä. Etelä-tuulella mastolle kulkeutuu lämmintä ilmaa mereltä, joka on vielä syksyllä suhteellisen lämmin veden suuren lämpökapasiteetin takia. Etelätuuli selittää osin siis keskimääräiset lämpötilat 2m ja 26m korkeudella, jotka ovat suhteellisen korkeat vuodenaikaan nähden.

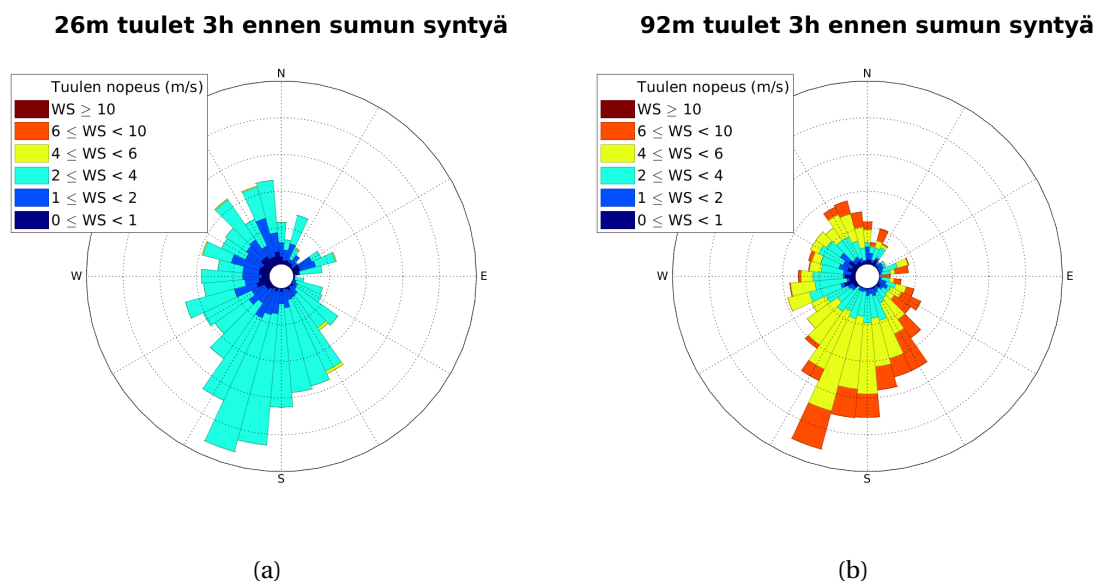
Kaikki mastohavainnoin säteilysumuksi tulkitut tapaukset

Kaikkien tapausten keskimääräiset arvot ja hajonnat säteilysumun muodostumista edeltäneeltä ajalta on esitetty taulukossa 4.2. Lämpötila 2m korkeudella laskee keskimäärin $0,7^{\circ}\text{C}/h$ ja 26m korkeudella $0,4^{\circ}\text{C}/h$. Eli myös kaikkien tapausten kohdalla alempi kerros jäähtyy tehokkaammin. Suhteellinen kosteus taas kasvaa 2m tasolla keskimäärin 2,7 %/h ja 26m tasolla keskimäärin 2,3 %/h eli 2m suhteellinen kosteus kasvaa 26m tasoa voimakkaammin. Kosteuden tiivistymistä kasteeksi ei siis havaita suoraan kaikkien havaintojen perusteella samaan tapaan kuin näkyvyysuodatettujen tapausten muutoksia tarkasteltaessa.

Taulukko 4.2: Kaikkien tapausten keskimääräiset olosuhteet lämpötilan, kosteuden ja tuulennopeuden osalta.

	Muutos sumua edeltävien 3h aikana	Muutoksen keskihajonta	Keskimäärin 3 h aikana	Keskihajonta
T_{2m}	$-0,7^{\circ}\text{C}/h$	$0,5^{\circ}\text{C}/h$	$9,5^{\circ}\text{C}$	$5,8^{\circ}\text{C}$
T_{26m}	$-0,4^{\circ}\text{C}/h$	$0,4^{\circ}\text{C}/h$	$11,0^{\circ}\text{C}$	$5,7^{\circ}\text{C}$
RH_{2m}	$2,7\%/h$	$3,0\%/h$	$93,9\%$	$6,9\%$
RH_{26m}	$2,3\%/h$	$2,8\%/h$	$88,0\%$	$8,1\%$
WS_{26m}	$-0,1(m/s)/h$	$0,3(m/s)/h$	$2,2 m/s$	$0,74 m/s$

Koko tapausjoukon tuulet on esitetty kuvassa 4.3, josta nähdään keskimääräisen tuulen suunnan olevan etelän ja lounaan väliltä. Lisäksi tuulen voimakkuudet ovat heikkoja. Taulukon 4.2 mukaisesti keskiarvoinen tuulen voimakkuus on 2,2 m/s ja muodostumista edeltävän kolmen tunnin aikana tuuli heikkenee keskimäärin 0,1 (m/s)/h. Tulokset ovat siis hyvin samansuuntaisia näkyvyysuodatettujen tapausten kanssa.



Kuva 4.3: Kaikkien 126 tapauksen keskimääräiset tuuliolosuhteet kolmen tunnin aikana ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S (a) 26 metrin korkeudella ja (b) 92 metrin korkeudella.

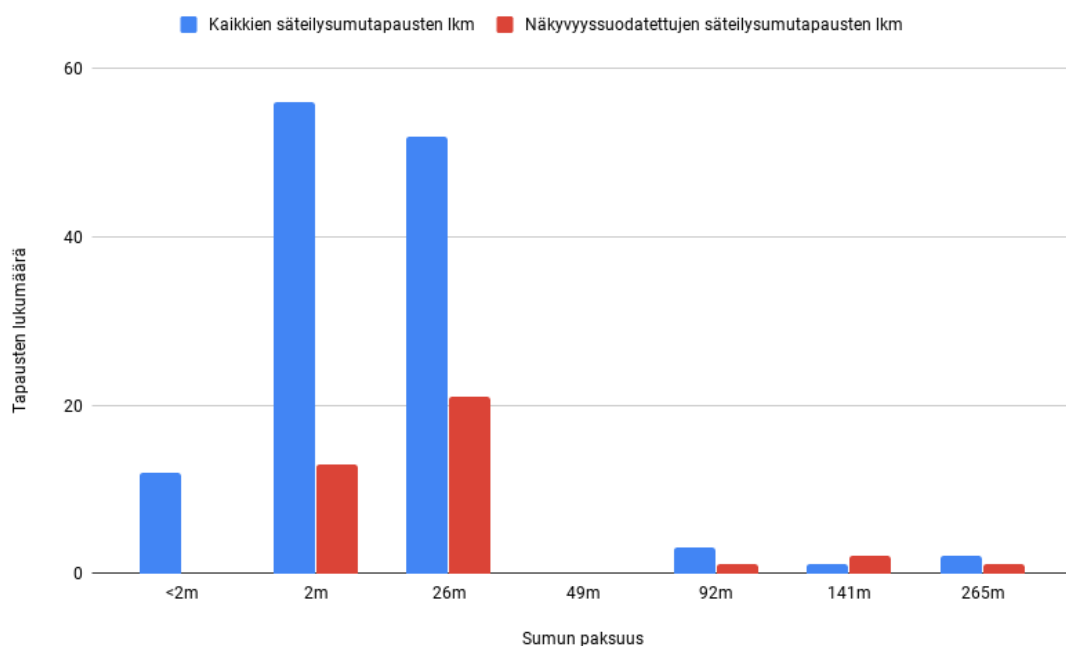
4.3 Säteilysumun kasvukorkeus ja kasvunopeus

Myös säteilysumutilanteiden kasvukorkeus määritellään erikseen näkyvyysuodatetuille tapauksille ja kaikille tapauksille. Kasvukorkeuden määritelmänä on 98 % suhteellinen kosteus samanaikaisesti kasvukorkeudella ja sen alapuolella sijaitsevilla mittaustasoilla. Säteilysumutapauksien kasvukorkeuksien arvot on esitetty kuvassa 4.4.

2m tasolle ulottuu kaikista (näkyvyysuodatetuista) tapauksista yhteensä 56 (13), 26m tasolle taas 52 (21), 92m tasolle kasvaa 3 (1) tapausta, 141m tasolle 1 (2) tapausta ja 265m korkeuteen 2 (1) tapausta. Kaikista tapauksista erottuu yhteensä 12 tapausta, joissa suhteellinen kosteus ei kasva 2m tasolla lainkaan yli 98 %. Näissä tilanteissa on siis mahdollista, että sumu muodostuu alle 2m korkuiseksi matalaksi pintasumuksi. Toinen vaihtoehto on, ettei sumua muodostu lainkaan, koska heikentyneitä näkyvyyksiä ei näiden tilanteiden kohdalla havaita.

Sumutapaukset jaetaan kasvukorkeuden perusteella ohuihin ja paksuihin sumuihin. Ohuen sumun kasvukorkeus on vähintään 2m, mutta alle 26m. Paksun sumun kasvukorkeus on puolestaan vähintään 26m. Tämän määritelmän perusteella säteilysumutapaukset jakautuvat kaikkien (näkyvyysuodatettujen) tapausten osalta 56 (13) ohueen säteilysumutapaukseen ja 58 (25) paksuun säteilysumutapaukseen. Erittäin paksuja yli 49m korkeita säteilysumuja löytyy tapausjoukosta yhteensä vain 6 (4). Tutkimuksen perustella maston alueella säteilysumujen kehittyminen erittäin paksuksi vaikuttaa siten harvinaiselta.

Seuraavaksi eri korkeuteen kasvaneille säteilysumutapauksille määritetään keskiarvoi-



Kuva 4.4: Säteilysumutapausten kasvukorkeuksien jakauma. Sininen palkki kuvaa kaikkien tapausten eli yhteensä 126 tapauksen jakaumaa ja punainen palkki kuvaa näkyvyysuodatettujen tapausten eli 38 tapauksen jakaumaa.

nen kasvunopeus. Taulukossa 4.3 on esitetty keskimääräiset kasvunopeudet hajontoineen näkyvyysuodatettujen tapausten osalta ja taulukossa 4.4 kaikkien tapausten osalta. Koska yli 26m korkeuteen kasvaneita tapauksia oli yhdestä kolmeen tapausta, näiden tapausten osalta keskiarvoiset kasvunopeudet jätetään huomioimatta. 26m ja 49m välille kasvien sumutapausten kasvunopeus on näkyvyysuodatettujen tapausten osalta 7,2m/h. Kaikkien tapausten osalta taas samaan korkeuteen kasvaneet sumutapaukset kasvavat nopeammin, keskimäärin 22,2m/h. Erityisesti kaikkien tapausten osalta tähän korkeuteen kasvavien sumujen keskihajonta on kuitenkin merkittävän suuri.

Taulukko 4.3: Näkyvyysuodatettujen tapausten kasvunopeudet eri korkeuteen kasvaville säteilysumuille.

Kasvukorkeus h_{max} (m)	Tapauksien lkm	Keskiarvoinen kasvunopeus (m/h)	Keskihajonta (m/h)
26	21	7,2	4,8
49	0	0	0
92	1	33,0	0
141	2	28,3	2,7
265	1	122,3	0

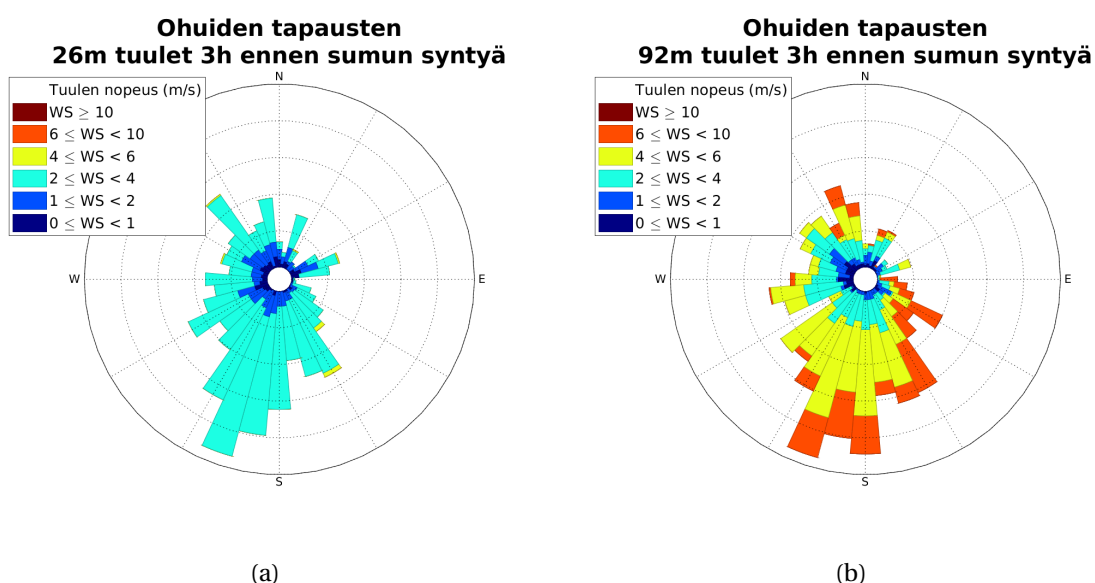
Ohuiksi säteilysumuiksi määritellään 2m korkeuteen ulottuvat säteilysumutapaukset ja paksuiksi säteilysumuiksi määritellään 26m korkeuteen ja sen yli kasvavat tapaukset. Syitä sumujen kasvukorkeudelle etsitään vallitsevista tuuliolosuhteista ja sumun muodostu-

Taulukko 4.4: Kaikkien tapausten kasvunopeudet eri korkeuteen kasvaville säteilysumuille.

Kasvukorkeus h_{max} (m)	Tapauksien lkm	Keskiarvoinen kasvunopeus (m/h)	Keskihajonta (m/h)
26	52	22,2	37,8
49	0	0	0
92	3	18,8	3,4
141	1	30,2	0
265	2	78,4	62,0

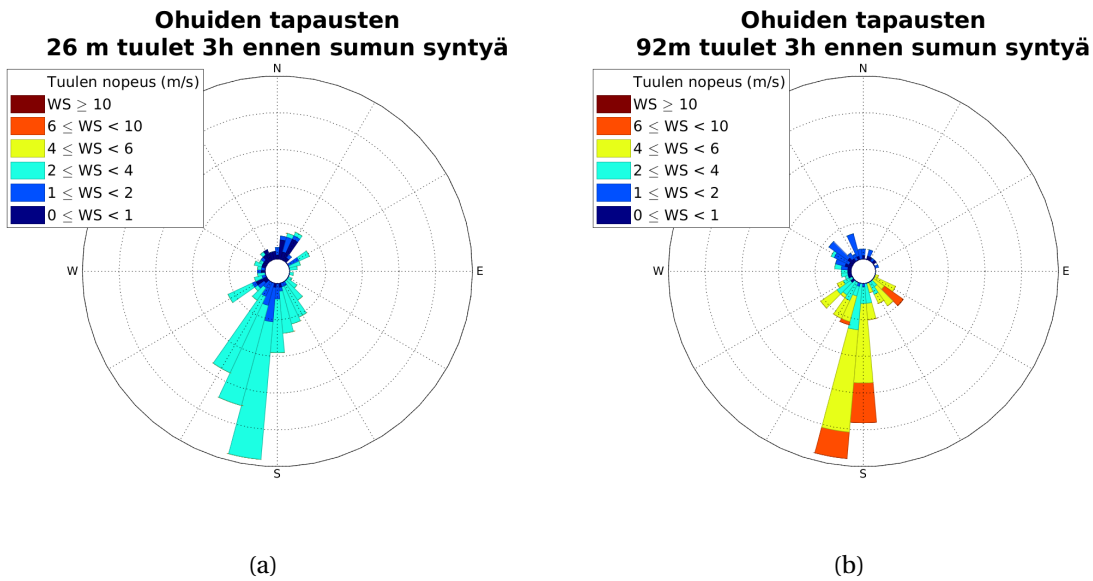
mista edeltäneistä kosteusolosuhteista. Ohuiden tapausten tuulet on esitetty kaikkien (näkyvyysuodatettujen) tapausten osalta kuvassa 4.5 (kuvassa 4.6). Vallitsevat keskimääräiset kosteusolosuhteet kolme tuntia ennen sumun muodostumista on esitetty taulukossa 4.6 ohuiden tapausten osalta ja taulukossa 4.7 paksujen tapausten osalta.

Kaikkien tapausten osalta ohuiden tapausten yleisin tuulen suunta on kaakon ja lounaan väliltä ja näkyvyysuodatettujen osalta taas tarkemmin etelän ja lounaan väliltä. Erityisesti näkyvyysuodatettujen tapausten kohdalla kaikki muut tuulen suunnat osoittautuvat hyvin harvinaisiksi. Sekä näkyvyysuodatettujen että kaikkien ohuiden säteilysumutapausten keskimääräinen tuulen suunta on siis eteläinen.



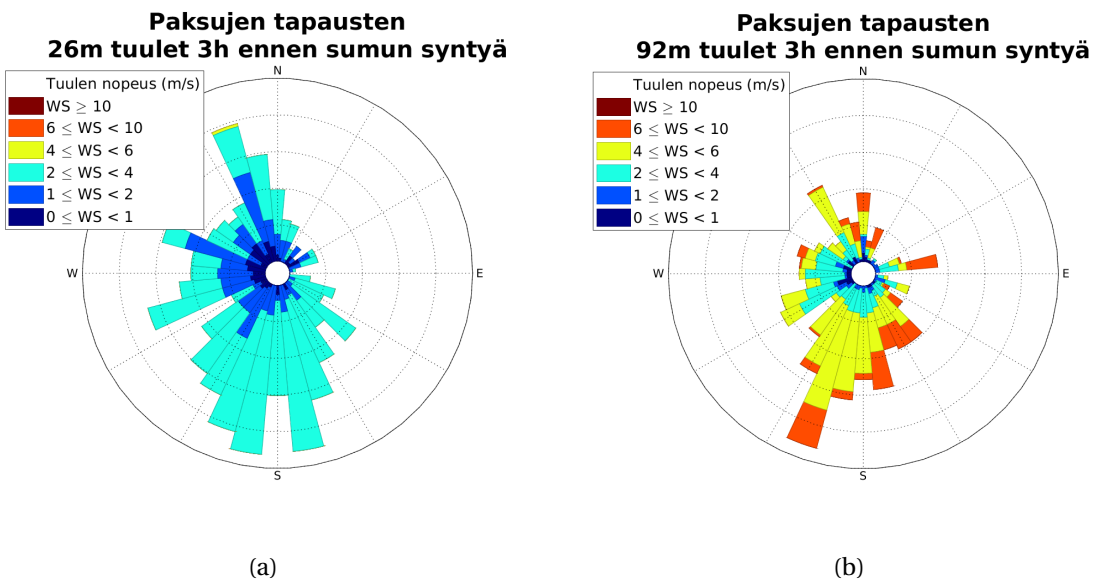
Kuva 4.5: Kaikista 126 säteilysumutapauksesta suodatettujen ohuiden säteilysumujen 56 kpl keskimääräiset tuuliolosuhteet kolmen tunnin aikana ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S (a) 26 metrin korkeudella ja (b) 92 metrin korkeudella.

Paksujen säteilysumutapausten tuulet on esitetty kaikkien (näkyvyysuodatettujen) tapausten osalta kuvassa 4.7 (kuvassa 4.8). Myös paksujen tapausten osalta yleisin tuulen suunta on etelästä. Paksuissa sumuissa on kuitenkin havaittavissa hieman enemmän hajontaa. Harvinaisimmiksi tuulen suunniksi paksuille sumuille osoittautuu pohjoisen ja



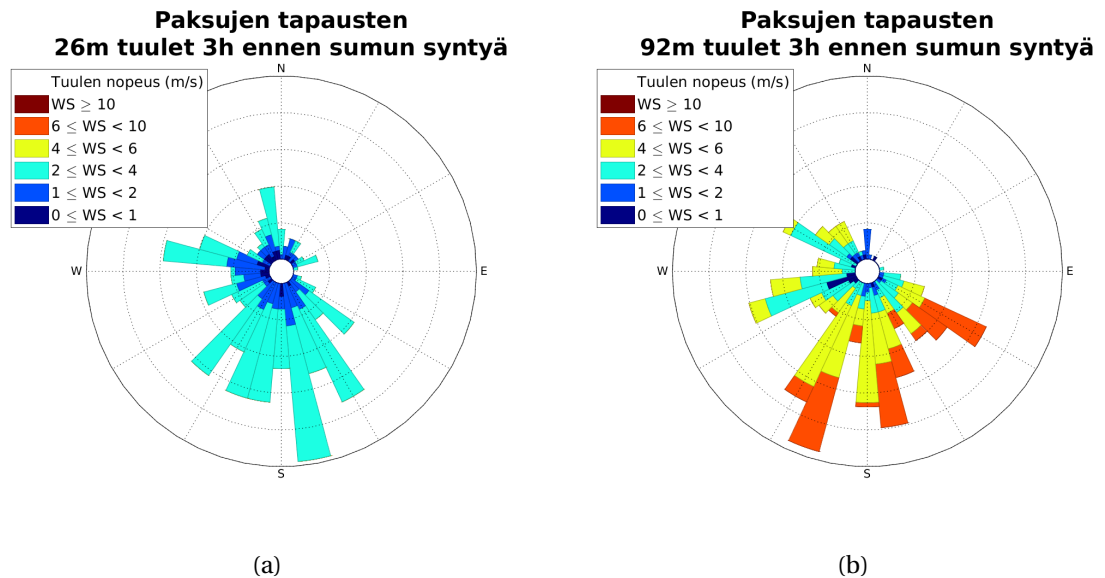
Kuva 4.6: Näkyvyysuodatetuista 38 säteilysumutapauksesta suodatettujen ohuiden säteilysumujen 13 kpl keskimääräiset tuuliolosuhteet kolmen tunnin aikana ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S (a) 26 metrin korkeudella ja (b) 92 metrin korkeudella.

idän väliset tuulet. Kaiken kaikkiaan tuulen suunta ei siis näytä antavan selitystä säteilysumutapausten kasvukorkeudelle.



Kuva 4.7: Kaikista 126 säteilysumutapauksesta suodatettujen paksujen säteilysumujen 58 kpl keskimääräiset tuuliolosuhteet kolmen tunnin aikana ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S (a) 26 metrin korkeudella ja (b) 92 metrin korkeudella.

Seuraavaksi tarkastellaan vallitsevia kosteusolosuhteita ennen sumutilanteiden muodostumista. Kaikkien (näkyvyysuodatettujen) ohuiden säteilysumutapausten keskimääräinen suhteellinen kosteus kolme tuntia ennen sumun muodostumishetkeä eri mittaus-



Kuva 4.8: Näkyvyysuodatetuista 38 säteilysumutapauksesta suodatettujen paksujen säteilysumujen 25 kpl keskimääräiset tuuliolosuhteet kolmen tunnin aikana ennen sumun määritelmällistä muodostumishetkeä S (a) 26 metrin korkeudella ja (b) 92 metrin korkeudella.

korkeuksilla on esitetty taulukossa 4.5 (4.6) ja paksujen tilanteiden osalta vastaavat tulokset on esitetty taulukossa 4.8 (4.7).

Ohuiden tapausten suhteellinen kosteus ennen sumun muodostumista on sekä kaikkien että näkyvyysuodatettujen tapausten osalta 26m tasolta ylöspäin alle 90 % kun taas paksujen tapausten osalta keskimääräinen kosteus 26m tasolla on yli 90%. Pelkästään näkyvyysuodatettujen tulosten osalta paksuissa sumutapauksissa keskimääräinen suhteellinen kosteus on yli 87% 92m korkeudella, kun ohuissa tapauksissa saman korkeuden suhteellinen kosteus on keskimäärin 78%. Myös kaikkien tapausten osalta vastaavien korkeuksien välinen ero suhteellisessa kosteudessa ohuiden ja paksujen säteilysumutapausten osalta on noin 10 prosenttiyksikköä. Tarkastelun perusteella näyttää siis siltä, että paksujen säteilysumujen tapauksessa suhteellinen kosteus on suurempi ylempänä rajakerroksessa jo ennen säteilysumun muodostumista.

Taulukko 4.5: Kaikkien ohuiden säteilysumutapausten keskimääräinen suhteellinen kosteus 3h ennen säteilysumun muodostumista.

Korkeus (m)	Suhteellinen kosteus (%)	Keskihajonta (%)
2	92,5	7,0
26	84,9	6,7
49	77,3	8,0
92	75,8	9,6
141	69,7	10,9
265	70,5	12,8

Taulukko 4.6: Näkyvyysuodatettujen ohuiden säteilysumutapausten keskimääräinen suhteellinen kosteus 3h ennen säteilysumun muodostumista.

Korkeus (m)	Suhteellinen kosteus (%)	Keskihajonta (%)
2	97,1	5,8
26	89,0	6,9
49	80,4	9,4
92	78,0	11,4
141	73,4	9,9
265	74,3	10,0

Taulukko 4.7: Näkyvyysuodatettujen paksujen säteilysumutapausten keskimääräinen suhteellinen kosteus 3h ennen säteilysumun muodostumista.

Korkeus (m)	Suhteellinen kosteus (%)	Keskihajonta (%)
2	98,4	4,6
26	95,3	6,9
49	87,7	8,7
92	87,9	10,4
141	81,2	10,4
265	78,2	11,0

Taulukko 4.8: Kaikkien paksujen säteilysumutapausten keskimääräinen suhteellinen kosteus 3h ennen säteilysumun muodostumista.

Korkeus (m)	Suhteellinen kosteus (%)	Keskihajonta (%)
2	95,6	6,4
26	91,6	8,1
49	84,2	9,1
92	85,1	11,0
141	78,7	11,6
265	77,2	13,3

Hälveneminen

Paksujen eli 26 metrin korkeuteen tai sitä korkeammaksi kasvavien säteilysumutapauksien hälvenemistä tutkitaan lämpötilaprofilin ja suhteellisen kosteuden avulla. Tavoitteena on selvittää kuinka nopeasti säteilysumut keskimäärin hälvenevät lämpötilainversion häviämisen jälkeen eli sen jälkeen kun auringon lyhytaaltosäteily on lämmittänyt maanpintaa niin, että 2m lämpötila (T_{2m}) on noussut 26m lämpötilaa (T_{26m}) korkeammaksi. Tarkastelun tulokset on esitetty taulukossa 4.9. Sekä kaikkien tapausten että näkyvyys-suodatettujen tapausten keskimääräinen hälvenemisaika on 81 minuuttia eli noin 1h 20 minuuttia. Hälvenemisaikojen hajonta on kuitenkin molempien tapausjoukkojen osalta suuri.

Kaikista säteilysumutapauksista paksuja säteilysumuja on yhteensä 58, mutta niistä ainoastaan 16:lle onnistutaan määrittelemään hälvenemisaika lämpötilainversion poistumisen perusteella. Näkyvyys-suodatetuista tapauksista paksuja tapauksia on 25, mutta hälvenemisaika on mahdollista määrittää kymmenelle tapaukselle. Koska inversion häviämisen perusteella hälvenemisaajan laskeminen ei ole suurimmalle osalle tapauksista mahdollista, voidaan päätellä, että paksummat sumutapaukset hälvenevät muiden tekijöiden, kuten esimerkiksi tuulen voimistumisesta seuraavan turbulenttisen sekoittumisen perusteella, jolloin ilma kuivuu ylempänä jo ennen inversion häviämistä.

Taulukko 4.9: Kuinka pitkään kestää, että $RH_{2m} < 98\%$ sen jälkeen kun $T_{2m} > T_{26m}$ tapauksissa, joissa sumu on kasvanut 26m tai sitä korkeammaksi.

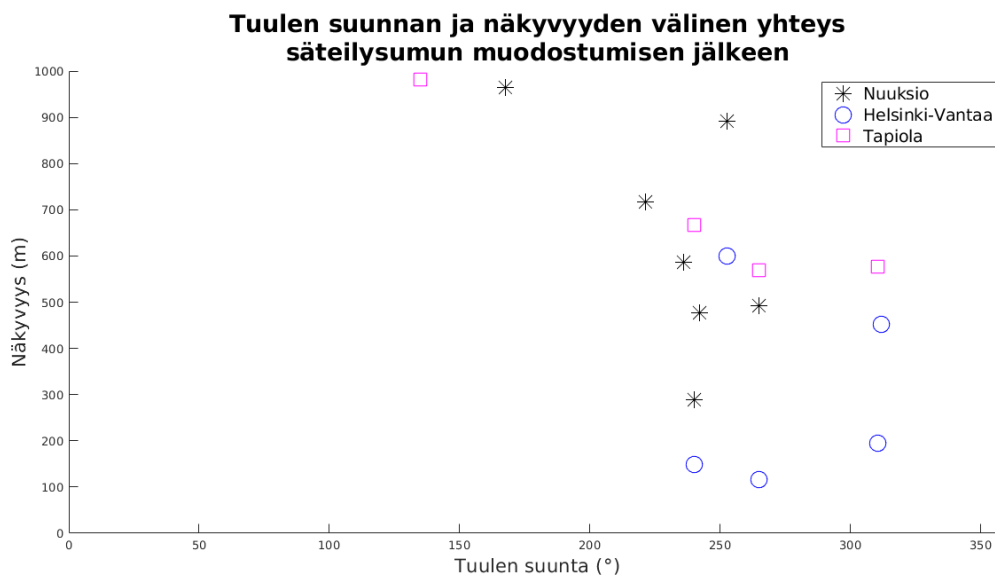
	Kaikki tapaukset (16kpl)	Näkyvyys-suodatetut tapaukset (10 kpl)
Keskiarvoinen hälvenemiseen kuluva aika	81 min	81 min
Keskihajonta	103 min	127 min

4.4 Tuulen suunnan vaikutus näkyvyyteen

Viimeisenä tarkastellaan sumun muodostumishetkeä seuranneen kolmen tunnin keskimääräistä näkyvyyttä eri pintasääasemilla verrattuna Kivenlahden maston mittaamaan keskimääräiseen tuulen suuntaan 92m korkeudella samalla ajanjaksolla. Koska tuulen suunnan on tutkittu vaikuttavan ilmanlaatuun ja sitä kautta näkyvyyteen, tavoitteena on selvittää millaisilla tuulen suunnilla sumunäkyvydet säilyvät eri pintasääasemilla. Koska kaupunkikeskittymien ja teollisuuden aiheuttamat pienhiukkaset leviävät ilmassa tuulen

mukana, on oletuksena, että enemmän hiukkasia kulkeutuisi tuulen suunnan ollessa tällaisilta alueilta. Tarkastelussa olevien asemien kohdalla eniten hiukkasia pitäisi ympäröivien olosuhteiden mukaan kulkeutua etelän ja idän välisillä tuulilla.

Kuvassa 4.9 on esitetty tarkastelun tulokset. Vaaka-akselilla on keskimääräinen tuulen suunta ja pystyakselilla näkyvyys. Kuvasta nähdään, että keskimäärin heikoimmilla eli alle 1000m näkyvyyksillä tuulen suunta on kaikilla asemilla noin 200-315 asteen välillä. Asema-kohtaiset erot ovat melko pieniä. Parhaiten sumunäkyvyydet näyttävät säilyvän Nuuksion asemalla, josta tapauksia löytyi yhteensä seitsemän. Nuuksion asemalla näkyvyys pysyy heikoimpana tuulen suunnan ollessa 225-275°, jolloin aseman ympäristön karttakuvan 3.3(b) perusteella tuuli puhaltaa läheisen Pitkäjärven suunnalta. Helsinki-Vantaalla heikoimmat näkyvyydet havaitaan tuulen suunnan ollessa 240-315°, jolloin tuuli puhaltaa satelliittikuvan 3.2 mukaan haja-asutusalueelta. Tapiolan aseman kohdalla heikot näkyvyydet säilyvät tuulen suunnan ollessa 225-320°, jolloin tuuli puhaltaa satelliittikuvan 3.2 mukaan mantereelta, melko tiheään rakennetulta teollisuus- ja kaupunkialueelta. Nuuksion kohdalla heikommat näkyvyydet säilyvät löytyneiden tilanteiden perusteella hieman muita asemia paremmin, mikä saattaa johtua myös aseman korkeammasta sijainnista. Nuuksion asema sijaitsee noin 90 metriä korkeammalla kuin läheinen Pitkäjärvi. Sumun tiheys ja vesipitoisuus on siis suotuisilla tuulen suunnilla todennäköisesti asemalla usein korkeampi, koska todellisuudessa sumun alaraja on alempana ja sumun muodostumiseen vaikuttaa lisäksi orografiset tekijät.



Kuva 4.9: Tuulen suunnan vaikutus näkyvyyteen sumun muodostumista seuranneen 3h aikana. Vaaka-akselilla on esitetty Kivenlahden maston 92m keskimääräinen tuuli 3h sumun muodostumishetken S jälkeen ja pystyakselilla keskimääräinen näkyvyys samalta ajalta.

Tämän tarkastelun perusteella näyttää siltä, että tuulen suunnan ollessa etelän ja luo-

teen väliltä sumutilanteet säilyvät pidempään, kun taas luoteen ja kaakon väliltä säteilysumujen säilyminen tarkastelussa mukana olleilla asemilla näyttäsi olevan harvinaista. Tulos on samansuuntainen säteilysumua edeltäneiden tuuliolosuhteiden kanssa. Luoteen ja kaakon väliltä puhaltavalla tuulella sumutilanteita ei siis synny tai ne hälvenevät nopeasti muodostumisensa jälkeen. Muilla tuulen suunnilla taas sumutilanteiden kehittyminen ja niiden säilyminen pidempään on todennäköisempää.

Luku 5

Yhteenveto ja johtopäätökset

Työn tavoitteena oli kasvattaa ymmärrystä säteilysumujen kehittymisestä ja elinkaaresta hyödyntäen Espoon Kivenlahdessa sijaitsevan tv-maston eri tasoilla tehtyjä meteorologisia mittauksia. Pyrkimyksenä oli selvittää onko säteilysumujen tunnistaminen mahdollista maston eri tasoilta tehtyjen lämpötila-, kosteus- ja tuulihavaintojen avulla. Lopullisena havaintoaineistona käytettiin maston havaintoja vuosilta 2014-2018, sillä ennen vuotta 2014 alimmat mittauskorkeudet olivat harvemmassa eivätkä havainnot olleet siten suoraan vertailukelpoisia vuodesta 2014 eteenpäin tehtyjen havaintojen kanssa. Tunnistettujen säteilysumutapausten edeltäviä olosuhteita tarkasteltiin kolmen tunnin ajalta. Lisäksi tunnistetuille säteilytapauksille määritettiin kasvukorkeus ja kasvunopeus. Paksuille sumutapauksille määritettiin myös hälvenemiseen kuluva aika. Lopuksi tarkasteltiin tuulen suunnan vaikutusta sumutilanteiden näkyvyyksien kehitykseen.

Työn ensimmäisessä vaiheessa valittiin sopivat suodatuskriteerit, joiden avulla mastohavainnoista pyrittiin tunnistamaan tilanteet, joissa säteilysumua tulkittiin esiintyvän. Valituilla kriteereillä sopivia tapauksia löytyi 126 kappaletta, mutta ainoastaan 38:ssä näistä tapauksista käytettävissä olevissa näkyvyyshavainnoissa esiintyi alle 1km näkyvyyksiä. Tuloksen mukaan suodatuskriteerit mastohavainnoille olivat siis liian löyhät. Mikäli muodostumishetken 2m tason suhteellisen kosteuden suodatuskriteeriksi olisi valittu 90% korkeampi arvo, lopullinen tapausmäärä olisi melko todennäköisesti ollut lähempänä näkyvyys-suodatettujen tapausten määrää. On kuitenkin huomioitava, että myös näkyvyysmittauksiin liittyy runsaasti epävarmuuksia, kuten havainnon pistemäisyys ja havaintoasemien ja maston pitkä välimatka. Mikäli maston yhteydessä olisi näkyvyysmittaus tunnistettujen tilanteiden määrä olisi luultavasti korkeampi, sillä tapausten kasvukorkeuden määrittämisen perusteella jopa 58 126:sta tapauksesta kasvoi vähintään 26m korkeuteen. Jatkoanalyysin kannalta oli siis järkevää tarkastella myös koko tapausjoukkoa pelkkien näkyvyys-suodatuksen läpäisseiden tilanteiden rinnalla.

Kasvukorkeuden määrittelyn tuloksena suurin osa säteilysumuista kasvoi 26m kor-

keuteen. Muiden tilastollisten tutkimusten mukaan kuitenkin ohuita alle 26m korkuisia säteilysumuja esiintyy paksuja useammin. Dupont ym. (2016) tutkimuksessa jakauma ohuiden ja paksujen tapausten osalta oli 20/14. On kuitenkin otettava huomioon, että Kivenlahden mittaustasojen rajallisuuden vuoksi ohuiksi säteilysumuiksi määriteltiin tässä tapauksessa myös juuri 26m alapuolelle kasvaneet sumutapaukset, sillä 2m ja 26m väliltä mittapistettä ei ollut käytössä. Vertailututkimuksessa oli kuusi mittaustasoa 30 metrin matkalla ja lisäksi sumujen luokittelu tehtiin näkyvyyshavaintojen avulla eikä suhteellisen kosteuden tarkastelun avulla, kuten tässä tutkimuksessa.

Säteilysumutapauksissa tuulen suunta oli keskimäärin etelästä, mikä tarkoittaa Kivenlahden maston kohdalla kostean ilman advektiota mereltä. Heikoimmatkin säteilysumut vaikuttavat saavan siis lisää kosteutta kasvaakseen hieman korkeammaksi. Toisaalta aivan paksuimpien säteilysumujen muodostuminen alueella vaikutti tutkimustulosten mukaan hyvin harvinaiselta. Viiden vuoden havaintoaineistosta löytyi ainoastaan muutama tapaus, jossa sumukerroksen korkeus ulottui yli 26 metriin. Myös tähän syy lienee mereltä puhaltava tuuli, joka on tyypillisesti heikko säteilysumulle otollisissa olosuhteissa, mutta kuitenkin voimistuu herkästi nopeammin ja tehokkaammin mantereiseen tuuleen verrattuna.

Eri korkeuteen kasvaneille säteilysumuille määritettiin keskiarvoinen kasvunopeus. Yli 26m korkeuteen kasvaneita tapauksia oli niin vähän, ettei kasvunopeuden keskiarvon tarkasteleminen näiden kohdalla ollut järkevää. Vaikka matalampien tapausten kohdalla tilanteita oli enemmän, tuloksen luotettavuutta heikentää se, ettei tutkimuksessa käytetty säteilysumun muodostumishetki ollut kaikkien tapausten osalta todellinen muodostumishetki. Aiemmissa tutkimuksissa säteilysumun muodostumisen on todettu olevan mahdollista suhteellisen kosteuden ollessa jopa alle 100% ilman sisältäessä tarpeeksi tiivistymisytimiä. Tässä tutkimuksessa ei kuitenkaan tarkasteltu ilman pienhiukkasten määrää, eikä tarkkaa suhteellisen kosteuden raja-arvoa voitu siten määrittää.

Säteilysumua edeltäneiden olosuhteiden osalta tutkimuksen tulokset vahvistivat aikaisempien tutkimusten tuloksia. Koska säteilysumu on hyvin paikallisista olosuhteista riippuvainen sääilmiö, sen muodostumista edeltävän tuulen keskiarvoinen suunta lienee hyödyllinen tieto. Etelänpuoleinen tuuli kuljettaa alueelle kosteutta, mikä vaikuttaisi olevan edistävää tekijä sumun kehittämisessä. Syytä sumutilanteiden kasvamiselle paksuksi ei löydetty säteilysumun muodostumista ennen vallitsevasta tuulen suunnasta, mutta eri korkeuksilla vallinneiden kosteusolosuhteiden mukaan paksujen säteilysumutilanteiden muodostumista ennen vallitsee kosteammat olosuhteet ylempänä rajakerroksessa verrattuna ohuisiin tilanteisiin.

Paksujen sumujen hälvenemiseen kuluva aika lämpötilainversion häviämisen jälkeen oli noin 80 minuuttia. Hälvenemiseajan hajonta oli kuitenkin merkittävän suuri. Mie-

lenkiintoinen havainto hälvenemisen kohdalla oli se, että vain noin puolet tapauksissa hälvenivät pintainversion tasoittumisen seurauksena. Voidaan siis päätellä, että paksujen säteilysumujen hälvenemiselle tyypillisempää on muidenkin tekijöiden kuten mahdollisen tuulen voimistumisen vaikuttaminen hälvenemiseen pelkän auringon säteilyn seurauksena lämpenevän ja kuivuvan ilman lisäksi.

Lopussa tehdyssä tarkastelussa tuulen suunnan ja näkyvyyden välisestä yhteydestä kävi ilmi, että tyypillinen tuulen suunta, jolloin pääkaupunkiseudun säteilysumuihin liittyvät heikot näkyvyydet kestävät pidempään on $200\text{--}315^\circ$. Hajonta oli yllättävän pieni, vaikka otoskoko oli suppea. Tuloksesta voidaan siis saada viitteitä siitä, että vallitsevan virtauksen mukana liikkuvat pienhiukkaset vaikuttavat sumutilanteiden kestoon. Lisätutkimuksena olisi mielenkiintoista tarkastella vielä jokaisen aseman koko näkyvyshavaintohistoriaa ja tuulen suuntia, sillä tässä työssä tarkastelussa olivat vain maston säteilysumulle asetetut suodatuskriteerit täyttäneet tapaukset.

Kaiken kaikkiaan tutkimuksessa käytettyjen havaintojen lopullinen otoskoko oli paljon pienempi kuin alunperin odotettiin. Aineiston laatua ja määrää heikensivät mittaushistorian aikana tapahtuneet muutokset mitta-antureiden sijainnissa sekä antureissa ilmenneet tekniset viat. Tilastollisen analyysin hajontaluvut olivat kautta linjan hyvin suuria ja vahvempien johtopäätösten tekemiseksi olisi tarvittu enemmän havaintoja. Säteilysumu on pitkälti paikallisista olosuhteista johtuva ilmiö. Jotta säteilysumusta saa siis tehtyä laadukasta tilastollista analyysiä, tarvitaan runsaasti havaintoaineistoa. Havaintoaineistoa on oltava riittävän pitkältä ajalta ja eri meteorologisten suureiden havaintoja tarvitaan useilta eri korkeuksilta etenkin alimpien kymmenten metrien matkalta. Säteilysumun muodostumiseen vaikuttavista pilvisyydestä, tuulesta ja ilmakehän hiukkaspiteisuudesta oli varsin rajallisesti tietoa. Säteilyjäähdytymisen tapahtuminen pyrittiin tunnistamaan vain lämpötilan kehityksen ja tuulen nopeuden avulla. Myös maaperän ominaisuudet, joilla tiedetään olevan merkittävä vaikutus säteilysumun kehitykseen, jätettiin huomiotta. Suuremman ja useampien tasojen havaintoja sisältävän otoksen kanssa vastaavanlaisesta analysoinnista saattaisi kuitenkin olla merkittävää hyötyä.

Lentosääennusteiden kannalta olisi hyödyllistä, mikäli lentokentillä jo sijaitseviin matalampiinkin mastoihin olisi asennettuna lämpötila- ja kosteusantureita muutamalle eri korkeudelle. Näistä saatavien havaintojen avulla meteorologin olisi mahdollista reaaliajassa havaita muodostuvaa tai tasoittuvaa inversiota ja kosteuden kehittymistä myös pintaa korkeammalla. Kivenlahden mastohavaintojen hyödyllisyyttä säteilysumututkimuksessa edistäisivät merkittävästi mastoon asennettavat näkyvyysmittarit ja lisäarvoa toisivat myös useammalle eri tasolle ensimmäisen 30 metrin matkalle asennettavat lämpötila-, kosteus- ja tuulianturit.

Kiitokset

Ensinnä haluan kiittää ohjaajaani tutkimusprofessori Sami Romakkaniemeä Ilmatieteen laitokselta. Pitkästä välimatkasta huolimatta hän antoi arvokasta palautetta ja neuvoi aktiivisesti aina tarpeen vaatiessa. Erityiskiitos myös Ilmatieteen laitoksen lento- ja sotilassään ryhmäpäällikölle FM Janne Ylläsjärvelle graduaiheen tarjoamisesta sekä FM Timo Erkkilälle opastuksesta ja oivaltavista kommentteista työhön liittyen. Työn taloudellisesta tukemisesta kiitos Ilmatieteen laitokselle sekä Suoma Loimaranta-Airilan rahastolle.

Lisäksi haluan kiittää poikaystävääni TkK Vihtori Mäntylää ja Satakuntalaista Osakuntaa kotona ja Satakuntatalolla saamastani tuesta ja kannustuksesta koko graduprosessin varrella.

Kirjallisuutta

- Adolf Thies GmbH & Co. KG (2014). *Thies Clima: Ultrasonic anemometer 2D*. Saata-villa: <https://www.thiesclima.com/pdf/en/Products/Wind-Ultrasonic-Anemometer/?art=145>, viitattu 30.4.2019.
- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), 1227–1230.
- Baker, R., Cramer, J., & Peters, J. (2002). Radiation fog: Ups airlines conceptual models and forecast methods. In *10th conference on aviation, range, and aerospace, Portland, OR, American Meteorological Society*, volume 5.
- Bengtsson, L., Andrae, U., Aspelien, T., ym. (2017). The harmonie–arome model configura-tion in the aladin–hirlam nwp system. *Monthly Weather Review*, 145(5), 1919–1935.
- Bergot, T. (2007). Quality assessment of the cobel-isba numerical forecast system of fog and low clouds. In *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting* (pp. 1265–1282). Springer.
- Bergot, T. (2013). Small-scale structure of radiation fog: a large-eddy simulation study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673), 1099–1112.
- Bergot, T. (2016). Large-eddy simulation study of the dissipation of radiation fog. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(695), 1029–1040.
- Bergot, T., Carrer, D., Noilhan, J., & Bougeault, P. (2005). Improved site-specific numerical prediction of fog and low clouds: A feasibility study. *Weather and Forecasting*, 20(4), 627–646.
- Bergot, T., Escobar, J., & Masson, V. (2015). Effect of small-scale surface heterogeneities and buildings on radiation fog: Large-eddy simulation study at paris–charles de gaulle airport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(686), 285–298.

- Bergot, T., Terradellas, E., Cuxart, J., ym. (2007). Intercomparison of single-column numerical models for the prediction of radiation fog. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(4), 504–521.
- Bott, A. (1991). On the influence of the physico-chemical properties of aerosols on the life cycle of radiation fogs. *Boundary-Layer Meteorology*, 56(1-2), 1–31.
- Boutle, I., Jeremy, Kudzotsa, I., Kokkola, H., & Romakkaniemi, S. (2018). Aerosol–fog interaction and the transition to well-mixed radiation fog. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(11), 7827–7840.
- Cermak, J. (2018). Fog and low cloud frequency and properties from active-sensor satellite data. *Remote Sensing*, 10(8), 1209.
- Cuxart, J. & Jiménez, M. (2012). Deep radiation fog in a wide closed valley: Study by numerical modeling and remote sensing. *Pure and applied geophysics*, 169(5-6), 911–926.
- Dupont, J., Haeffelin, M., Stolaki, S., & Elias, T. (2016). Analysis of dynamical and thermal processes driving fog and quasi-fog life cycles using the 2010–2013 fog dataset. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1337–1358.
- Duynkerke, P. G. (1991). Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations. *Monthly Weather Review*, 119(2), 324–341.
- Duynkerke, P. G. (1999). Turbulence, radiation and fog in dutch stable boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*, 90(3), 447–477.
- Elias, T., Haeffelin, M., Drobinski, P., ym. (2009). Particulate contribution to extinction of visible radiation: pollution, haze, and fog. *Atmospheric Research*, 92(4), 443–454.
- Feng, S., Jiang, L., Xiong, X., & Ma, Y. (2017). Lidar visibility inversion with breakpoint signal. *Hongwai Yu Jiguang Gongcheng = Infrared and Laser Engineering*, (3), 222.
- Findlater, J., Roach, W. T., & McHugh, B. C. (1989). The haar of north-east scotland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(487), 581–608.
- Glickman, T. S. & Zenk, W. (2000). *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society.
- Gultepe, I., Cober, S., King, P., ym. (2006). The fog remote sensing and modeling (fram) field project and preliminary results. In *AMS 12th Cloud Physics Conference*, (pp. 9–14).

- Gultepe, I. & Isaac, G. (1997). Liquid water content and temperature relationship from aircraft observations and its applicability to gcms. *Journal of climate*, 10(3), 446–452.
- Gultepe, I., Kuhn, T., Pavolonis, M., ym. (2014). Ice fog in arctic during fram–ice fog project: aviation and nowcasting applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(2), 211–226.
- Gultepe, I., Pearson, G., Milbrandt, J. A., ym. (2009). The fog remote sensing and modeling field project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), 341–360.
- Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S., ym. (2007). Fog research: A review of past achievements and future perspectives. *Pure and Applied Geophysics*, 164(6-7), 1121–1159.
- Guttikunda, S. K. & Gurjar, B. R. (2012). Role of meteorology in seasonality of air pollution in megacity delhi, india. *Environmental monitoring and assessment*, 184(5), 3199–3211.
- Haefelin, M., Barthès, L., Bock, O., ym. (2005). Sirta, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. In *Annales Geophysicae*, volume 23, (pp. 253–275).
- Haefelin, M., Bergot, T., Elias, T., ym. (2010). Parisfog: shedding new light on fog physical processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(6), 767–783.
- Haefelin, M., Dupont, J.-C., Boyouk, N., ym. (2013). A comparative study of radiation fog and quasi-fog formation processes during the parisfog field experiment 2007. *Pure and Applied Geophysics*, 170(12), 2283–2303.
- Hyvärinen, O., Julkunen, J., & Nietosvaara, V. (2007). Climatological tools for low visibility forecasting. *Pure and Applied Geophysics*, 164(6-7), 1383–1396.
- Izett, J. G., van de Wiel, B. J., Baas, P., & Bosveld, F. C. (2018). Understanding and reducing false alarms in observational fog prediction. *Boundary-layer meteorology*, 169(2), 347–372.
- Jarraud, M. (2014). World meteorological organisation, 2014: Guide to meteorological instruments and methods of observation, chapter 9: Measurement of visibility. *World Meteorological Organisation*, (8), 291–309.
- Kokkola, H., Romakkaniemi, S., & Laaksonen, A. (2003). On the formation of radiation fogs under heavily polluted conditions. *Atmospheric chemistry and Physics*, 3(3), 581–589.
- Kuhlbusch, T. A., Quincey, P., Fuller, G. W., ym. (2014). New directions: The future of european urban air quality monitoring. *Atmospheric Environment*, (87), 258–260.

- Kumar, R., Barth, M. C., Pfister, G., ym. (2018). How will air quality change in south asia by 2050? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(3), 1840–1864.
- Kunkel, B. A. (1984). Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models. *Journal of Climate and applied meteorology*, 23(1), 34–41.
- Ma, J., Chen, Y., Wang, W., ym. (2010). Strong air pollution causes widespread haze-clouds over china. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D18).
- Maalick, Z., Kühn, T., Korhonen, H., ym. (2016). Effect of aerosol concentration and absorbing aerosol on the radiation fog life cycle. *Atmospheric Environment*, 133, 26–33.
- Maronga, B. & Bosveld, F. (2017). Key parameters for the life cycle of nocturnal radiation fog: a comprehensive large-eddy simulation study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(707), 2463–2480.
- Müller, M. D. (2006). *Numerical simulation of fog and radiation in complex terrain: results from COST-722*. PhD thesis, University of Basel.
- Nakanishi, M. (2000). Large-eddy simulation of radiation fog. *Boundary-layer meteorology*, 94(3), 461–493.
- Nuottokari, J. (2017). *Improving meteorological information to air transport*. Finnish Meteorological Institute.
- Paul Herzegh, N. (2006). Development of faa national ceiling and visibility products: Challenges, strategies and progress. In *12th Conference on Aviation Range and Aerospace Meteorology*.
- Persson, A. (2001). User guide to ecmwf forecast products. Technical report, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Petterssen, S. (1956). Weather analysis and forecasting. Technical report, World Meteorological Organization.
- Price, J., Lane, S., Boutle, I., ym. (2018). Lanfex: a field and modeling study to improve our understanding and forecasting of radiation fog. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (2018).
- Roach, W. (1994). Back to basics: Fog: Part 1—definitions and basic physics. *Weather*, 49(12), 411–415.
- Roach, W. (1995). Back to basics: Fog: Part 2—the formation and dissipation of land fog. *Weather*, 50(1), 7–11.

- Savijärvi, H. (2000). *Fysikaalinen meteorologia 1*. Helsingin yliopisto.
- Slingo, A. (1989). A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(10), 1419–1427.
- Sopanen, E. (1966). *Säteilysumun ja niiden ennustaminen Helsingin lentokentällä*. Ilmatieteellisen keskuslaitoksen tiedonantoja N:o 8.
- Steenefeld, G., Ronda, R., & Holtslag, A. (2015). The challenge of forecasting the onset and development of radiation fog using mesoscale atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 154(2), 265–289.
- Stolaki, S., Pytharoulis, I., & Karacostas, T. (2012). A study of fog characteristics using a coupled wrf–cobel model over thessaloniki airport, greece. *Pure and applied geophysics*, 169(5-6), 961–981.
- Suomi, I. (2003). *Sumu suomelahdella helsingin edustalla*. Master's thesis, Helsingin yliopisto.
- Tardif, R. (2007). The impact of vertical resolution in the explicit numerical forecasting of radiation fog: A case study. In *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting* (pp. 1221–1240). Springer.
- Tardif, R. & Rasmussen, R. M. (2007). Event-based climatology and typology of fog in the new york city region. *Journal of applied meteorology and climatology*, 46(8), 1141–1168.
- Tonttila, J., Maallick, Z., Raatikainen, T., ym. (2016). Introducing uclales-salsa: a large-eddy model with interactive sectional microphysics for aerosols, clouds and drizzle. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1–30.
- Turton, J. & Brown, R. (1987). A comparison of a numerical model of radiation fog with detailed observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113(475), 37–54.
- Vaisala Oyj (2002). *Weather Sensor FD12P User Guide*. Vanha Nurmijärventie 21, 01670 Vantaa, Suomi.
- Vaisala Oyj (2012). *Humidity and Temperature Probe HMP155 User Guide*. Vanha Nurmijärventie 21, 01670 Vantaa, Suomi.
- Van der Velde, I., Steeneveld, G., Wichers Schreur, B., & Holtslag, A. (2010). Modeling and forecasting the onset and duration of severe radiation fog under frost conditions. *Monthly Weather Review*, 138(11), 4237–4253.

- Vautard, R., Yiou, P., & Van Oldenborgh, G. J. (2009). Decline of fog, mist and haze in europe over the past 30 years. *Nature Geoscience*, 2(2), 115.
- Wang, S. & Hao, J. (2012). Air quality management in china: Issues, challenges, and options. *Journal of Environmental Sciences*, 24(1), 2–13.
- Wilkins, E. (1954). Air pollution and the london fog of december, 1952. *Journal of the Royal Sanitary Institute*, 74(1), 1–21.
- Willett, H. C. (1928). Fog and haze, their causes, distribution, and forecasting. *Monthly Weather Review*, 56, 435–468.
- WMO (1992). *International meteorological vocabulary (2nd ed.)*. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Zhou, B., Du, J., Gultepe, I., & Dimego, G. (2012). Forecast of low visibility and fog from ncep: Current status and efforts. *Pure and applied geophysics*, 169(5-6), 895–909.